Environment Canada Environnement Canada

National Hydrology Research Institute

NHRI PAPER NO. 40
IWD SCIENTIFIC SERIES NO. 162

Observations on Ice Cover and Streamflow in the Yukon River near Whitehorse during 1985/86

M.E. Alford* and E.C. Carmack†

*Formerly with:
Water Survey of Canada
Water Resources Branch
Inland Waters Directorate
Pacific and Yukon Region
Whitehorse, Yukon Territory

Current address:
Yukon Expeditions
127 Alsek
Whitehorse, Yukon Territory

†Inland Waters Directorate
National Hydrology Research Institute
National Hydrology Research Centre
Saskatoon, Saskatchewan

Current address:
Fisheries and Oceans Canada
Institute of Ocean Sciences
9860 West Saanich Road
Sidney, British Columbia

NHRI

INLAND WATERS DIRECTORATE
NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH INSTITUTE
NATIONAL HYDROLOGY RESEARCH CENTRE
SASKATOON, SASKATCHEWAN, 1988

(Disponible en français sur demande)

Published by authority of
the Minister of the Environment

© Minister of Supply and Services Canada 1988

Cat. No. En 36-502/162E

ISBN 0-662-16407-5

Contents

	Page
ABSTRACT	vi
RÉSUMÉ	vii
INTRODUCTION	1
Study area	1
Measurements	1
OBSERVATIONS AND COMPARISONS	2
Meteorology and hydrology	2
Ice cover distributions	3
Frazil dam characteristics	9
Hydraulic conditions	11
PROCESS-RELATED OBSERVATIONS	14
Water temperature changes at freeze-up	14
Edge ice growth	14
Ice front advance	15
Ice ripple formation	15
Analysis of velocity profiles	22
DISCUSSION	25
ACKNOWLEDGMENTS	27
REFERENCES	28
APPENDIX. Maps illustrating the advance and retreat of the seasonal ice cover during 1985/86	29

Tables

1. Mean monthly meteorological conditions for the three study years	2
2. Area of ice cover and volume of ice during the winter of 1985/86	8
3. Comparison of the duration of ice cover at BM, M, and AM for each of the three study years	9
4. Daily values of streamflow and water level (relative to geodetic datum) during the winter of 1985/86	12
5. Analysis of historical data to determine parameters used in the "486" method	23
6. Verification of the "486" method using the discharge at the Whitehorse Rapids hydro site as a control	26
7. Summary comparison of the winters of 1983/84, 1984/85, and 1985/86	26

Illustrations

		Page
Figure 1.	Study area and station locations	1
Figure 2.	Air temperature as a function of time	2
Figure 3.	Barometric pressure as a function of time	2
Figure 4.	Streamflow as a function of time	3
Figure 5.	Maps of ice cover during freeze-up	3
Figure 6.	Maps of ice cover during midwinter and breakup	3
Figure 7.	Surface texture of the ice front observed between BM and M (November 16, 1985)	4
Figure 8.	Close-up view of platelets making up the ice front (November 16, 1986)	4
Figure 9.	Heated metering sled on the river near M following an overflow event and subsequent re-freezing of the flooded ice and snow cover (December 23, 1985)	5
Figure 10.	Ripples observed on the underside of ice at the ice jam above the Robert Campbell Bridge during freeze-up (December 21, 1985)	5
Figure 11.	Large pan about to lodge at the ice front immediately above X0 (February 11, 1986)	6
Figure 12.	Subsequent lodging of pans upstream from the large pan shown in Figure 11, and the attendant areas of open water (February 16, 1986)	6
Figure 13.	Surface area of ice cover from X4 to the generating station as a function of time	7
Figure 14.	Mean ice thickness at M as a function of time	7
Figure 15.	Estimated ice volume in the reach as a function of time	8
Figure 16.	Frazil dam profiles on specific dates at M	9
Figure 17.	Frazil dam profiles on specific dates at BM	9
Figure 18.	Cross-sectional area as percentage of total frazil dam at AM, M, BM, and X1, air temperature, and percentage observed surface frazil at X0 as functions of time	10
Figure 19.	Frazil dam profiles on specific dates at AM	10
Figure 20.	Frazil dam profiles on specific dates at X1	10
Figure 21.	Frazil dam deposition within the study reach	10
Figure 22.	Schematic of frazil dam in a 200-m long section near BM	11
Figure 23.	Water levels versus time	11
Figure 24.	Surface slopes versus time	11
Figure 25.	Surface slopes within the reach at selected times	13
Figure 26.	Ice front position versus water level at AM	13
Figure 27.	Water temperature along reach during freeze-up	14
Figure 28.	Edge ice width and air temperature versus time	14
Figure 29.	Comparison of ice front advance during the three winters of study	15
Figure 30.	Plan view of the underside of ice blocks showing the progressive development of ice ripples on specific dates	16
Figure 31.	Side view of the underside of ice blocks showing the transition from a flat surface on March 10 to the time of maximum ripple amplitude on April 15	19
Figure 32.	Water level, air temperature, and streamflow during breakup	20
Figure 33.	Oblique and side views of the underside of white ice at BM on April 21	21
Figure 34.	Velocity definitions used in the text and methods for estimating mean velocity	22

Abstract

The Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) was initiated to obtain a better understanding of physical processes affecting the ice cover on northern lake and river systems. Subsequently, studies on the winter hydraulics and ice regime along a 4.3-km reach of the Yukon River at Whitehorse were carried out during the winters of 1983/84 and 1984/85. This report on the third year (1985/86) of the YISEX study documents meteorological, hydrological, and ice conditions, investigates the effects of specific ice conditions (e.g., leads, ice fronts, frazil deposits, and ice ripples) on river hydraulics, and introduces a new method for the measurement of river discharge in winter. A summary comparison of the three winters is presented.

The winter of 1985/86 was relatively mild, but marked by short-duration extremes in both temperature and snowfall. At freeze-up, air temperatures were below normal while snowfall was two to three times above normal; in midwinter, air temperatures were above normal and snowfall was below normal; at breakup, air temperatures were below normal. Because of these weather conditions, freeze-up was initiated earlier than normal, but took longer to complete. Breakup was later than normal. Also, the rate of ice front advance through the reach, the main process of freeze-up, was highly irregular.

Frazil dam formation followed the same spatial pattern as observed in earlier years, occupying about 30% to 40% of the cross-sectional area of the river. Deposition at a given site is influenced by velocity patterns, stream geometry, and the underside roughness of the ice cover. In general, frazil dams appear to reach maximum size immediately after freeze-up, and then to erode gradually toward spring.

In relation to the hydraulic resistance of the reach, water levels at all stations increased rapidly at freeze-up, declined gradually during midwinter, and fell sharply after breakup. Ice front advance was found to be the main process affecting water level at any given location. Significant variations in surface slope within the reach associated with overflow were observed during periods of mild weather.

Two new aspects of ice ripples (wavelike features at the ice/water interface) were noted. First, ripples may form at any time in winter wherever water temperatures rise above the freezing point, such as near the outlets of lakes and reservoirs. Second, ripples migrate through white (overflow) ice much faster than through black (thermal) ice, and thus rapidly reduce the strength of the ice cover during breakup.

An examination of velocity profiles confirmed earlier observations by Alford and Carmack that a point of minimum variance in plots of normalized velocity versus normalized depth existed at the 0.4 depth, which is also the depth of V_{max}. It was found that the application of a coefficient of 0.86 to velocities observed at the 0.4 depth yielded a value close to the mean velocity of the full profile. Using this information, a new method for computing streamflows in ice-covered rivers (called the "486" method) is proposed.

Résumé

L'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) a été mise sur pied en vue d'améliorer les connaissances sur les processus physiques qui influent sur la couverture de glace dans les réseaux hydrographiques (lacs et cours d'eau) du Nord. Durant les hivers de 1983-1984 et de 1984-1985, on a étudié les conditions hydrauliques et le régime des glaces dans un tronçon de 4.3 km du fleuve Yukon à Whitehorse. Le présent rapport porte sur la troisième année (1985-1986) de l'étude. On y présente des données sur les conditions météorologiques et hydrologiques ainsi que sur les conditions des glaces; on y étudie les effets de conditions particulières (par exemple, chenaux, fronts de glace, dépôts de frasil et rides) sur les caractéristiques hydrauliques du fleuve, et on y introduit une nouvelle méthode de mesure du débit en hiver. Un résumé comparatif des conditions observées au cours des trois hivers d'étude est présenté.

L'hiver de 1985-1986 a été relativement doux, mais on a enregistré des extrêmes de courte durée en ce qui concerne la température et l'enneigement. Au moment de la prise de la glace, les températures de l'air étaient inférieures à la normale, tandis que l'enneigement était de deux à trois fois supérieur à la normale; au milieu de l'hiver, les températures de l'air étaient au-dessus de la normale, tandis que l'enneigement était inférieur à la normale; au moment de la débâcle, les températures de l'air étaient inférieures à la normale. Ces conditions météorologiques se sont traduites par une prise des glaces plus tôt que la normale, mais plus lente, par une débâcle plus tard que la normale et aussi par une progression très irrégulière du front de glace (principal processus de prise des glaces) dans le tronçon.

On a observé les mêmes caractéristiques spatiales pour la formation de la barrière de frasil que par les années passées, cette barrière occupant de 30 % à 40 % environ de la superficie de la section transversale du fleuve. Le dépôt à un endroit donné dépend de la vitesse d'écoulement, de la géométrie du cours d'eau et de la rugosité de la surface inférieure de la couverture de glace. En général, les barrières de frasil semblent atteindre leur dimension maximale immédiatement après la prise de la glace puis elles s'érodent graduellement vers le printemps.

En ce qui concerne la résistance hydraulique, le niveau de l'eau a augmenté rapidement à toutes les stations au moment de la prise des glaces, il a diminué graduellement au milieu de l'hiver puis il a baissé de façon marquée après la débâcle. La progression du front de glace est le principal processus qui influe sur le niveau de l'eau à un endroit donné. Des variations significatives de la pente de la ligne d'eau dans le tronçon, lesquelles étaient associées à des débordements, ont été observées au cours des périodes de temps doux.

Deux nouvelles caractéristiques des rides de glace (ondulations à l'interface glace-eau) ont été observées. Premièrement, ces rides peuvent se former n'importe quand au cours de l'hiver partout où les températures de l'eau augmentent au-dessus du point de congélation, par exemple près des exutoires des lacs et des réservoirs. Deuxièmement, les rides se propagent dans la glace blanche (de débordement) beaucoup plus rapidement que dans la glace noire (thermique) et, par conséquent, elles réduisent rapidement la résistance de la couverture de glace au moment de la débâcle.

Un examen des profils des vitesses d'écoulement a permis de confirmer des observations d'Alford et Carmack, qui montrent que dans les graphiques de la vitesse normalisée en fonction de la profondeur normalisée, la variance est minimale à une profondeur égale aux 4/10 de la profondeur totale, ce qui est également la profondeur où l'on trouve V_{max}. On a constaté que l'application d'un coefficient de 0.86 aux vitesses observées aux 4/10 de la profondeur donnait une valeur près de la vitesse moyenne pour tout le profil. À partir de cette constatation, on propose une nouvelle méthode (appelée méthode 486) pour le calcul de l'écoulement dans les cours d'eau recouverts de glace.

Observations on Ice Cover and Streamflow in the Yukon River near Whitehorse during 1985/86

M.E. Alford and E.C. Carmack

INTRODUCTION

The goal of the Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) is to acquire a better understanding of processes affecting the seasonal ice cover of the rivers and lakes of northern Canada. To this end, an ice hydraulics study was initiated along a 4.3-km reach of the Yukon River near Whitehorse during the winter of 1983/84 and continued in 1984/85 (Alford and Carmack, 1987a, 1987b). This report relates to observations made during the third winter of study (1985/86) and the effect of a different sequence of weather patterns on the formation of the ice cover.

This report has three objectives. The first is to document the meteorological, hydrological, and ice conditions, especially with regard to patterns of freeze-up and breakup. The second is to focus on processes that appear to have an important effect on the hydraulic characteristics of the river, including lead closure through edge ice growth, ice front advance, frazil deposition, and ice ripple formation. The third is to introduce and test the idea that single-point observations of velocity can yield, with an appropriate coefficient, estimates of vertically averaged velocity that satisfy the standards of accuracy set by the Water Survey of Canada. Coincident with the above, additional velocity profiles were obtained to support observations from 1983/84 and 1984/85, which identified a point of minimum variance in the vertical velocity profile.

Study Area

The reach of the Yukon River near Whitehorse extending from the Robert Campbell Bridge to the narrows 4.3 km downstream was studied (Fig. 1). Here, the river drains an area of 19 400 km^2 and has a mean annual streamflow of 240 $m^3 s^{-1}$.

Within this reach, the flow has been modified by the construction of two upstream dams. The first, located below the outlet of Marsh Lake, provides upstream storage. The second, located at Whitehorse Rapids, is the Northern Canada Power Commission's (NCPC) hydroelectric power station. At present, the discharge at Whitehorse reflects the combined regulation of the two dams, subject to both structural and legal limitations. Specifically, the water level behind the dam in Schwatka Lake cannot rise above 653.34 m or fall below 652.27 m. Regulation of discharge is especially critical during freeze-up, as this is the time when the reach at Whitehorse exhibits maximum resistance to flow, and is thus sensitive to flooding.

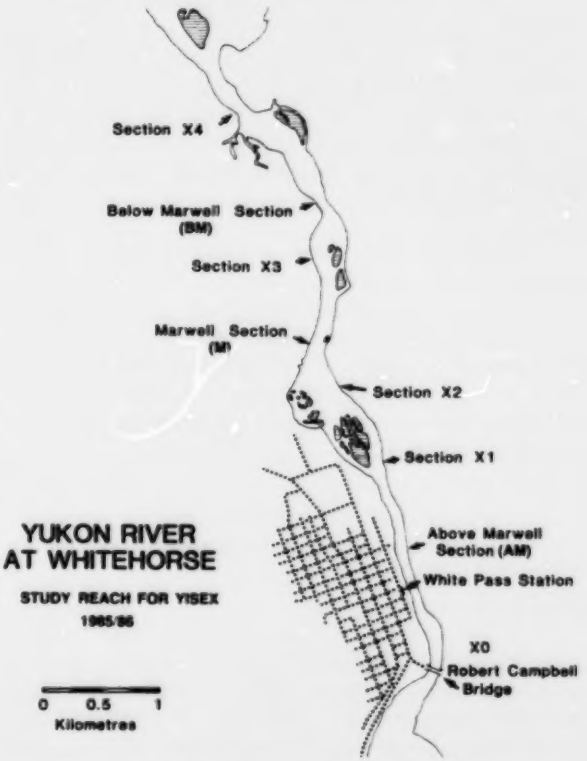


Figure 1. Study area and station locations.

Measurements

Water levels were recorded daily at five stations, X0, AM, M, BM, and X4, during freeze-up, and at the first four locations for the duration of the winter. The latter four stations were the same as those used in the previous studies.

The X0 station was added for the 1985/86 study to extend the coverage of river gradient closer to the point of maximum ice front advance. To minimize aliasing problems associated with any diurnal variations in water level, an attempt was made to take readings at approximately the same time each day.

At each of the principal cross-sections noted above, measurements were obtained of ice thickness, frazil accumulation, cross-sectional area, and flow velocity at various times throughout the winter. Measurement techniques were the same as those described in Alford and Carmack (1987a). However, a lighter, more compact metering sled, heated by two Coleman (Model 519) radiant heaters, was designed and used throughout the season with considerable success.

Daily values of streamflow were obtained from the total amount of water passing the NCPC dam at Whitehorse Rapids. Air temperature and barometric pressure were recorded at 07:00 at the Alford residence in Riverdale approximately 1 km from the study reach and approximately 10 m above water level. Although not reported here, meteorological data were recorded by the Atmospheric Environment Service at Whitehorse Airport, which is approximately 1 km from the study reach and approximately 60 m above water level.

Photographs were taken of structural features of ice whenever such were deemed necessary. To observe changes that took place on the underside of the ice during spring, several blocks were extracted from the cover, inverted, and photographed. In addition, underwater video photos were taken of the frazil dams to investigate textural features of this horizon and to examine current meter behaviour at the slush/water interface.

OBSERVATIONS AND COMPARISONS

Meteorology and Hydrology

Figures 2 and 3 show air temperature and barometric pressure as functions of time; Table 1 summarizes the mean monthly meteorological conditions. Comparison with earlier data (see Alford and Carmack, 1987a, 1987b) shows that the winter of 1985/86 was notably warmer than that of the previous two years. The winter began with episodes of cold (-20°C) weather in November, but then warmed, especially in December and early January. The unseasonably warm temperatures in early January resulted in considerable flooding (overflow) of the ice covering the reach. The winter of 1985/86 also displayed very few periods of extreme cold. Only in late November and late February did temperatures reach -30°C.

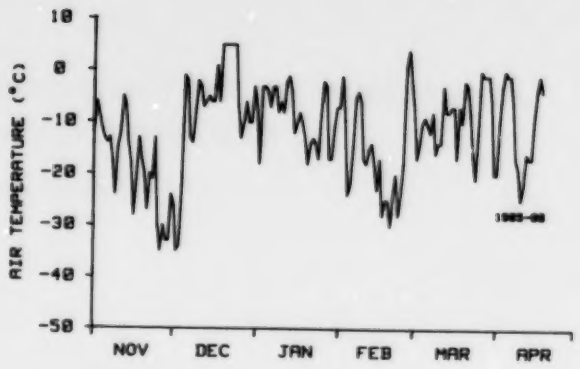


Figure 2. Air temperature as a function of time.

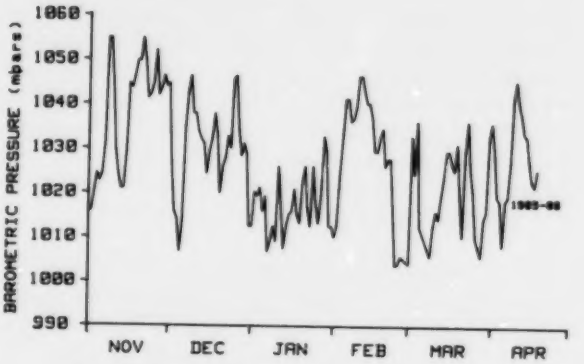


Figure 3. Barometric pressure as a function of time.

Table 1. Mean Monthly Meteorological Conditions for the Three Study Years

Month	1983/84	1984/85	1985/86
	Mean monthly air temperature		
Nov.	-9.3	-10.5	-18.2
Dec.	-23.9	-18.2	-6.7
Jan.	-12.8	-4.7	-7.8
Feb.	-6.3	-18.2	-12.8
Mar.	0.1	-6.1	-7.3
Apr.	2.6	-1.0	-4.5
Mean	-8.3	-9.8	-9.6
	Degree days below 0°C per month		
Nov.	-279	-315	-546
Dec.	-741	-564	-208
Jan.	-397	-146	-242
Feb.	-183	-510	-358
Mar.	3	-189	-226
Apr.	78	-30	-135
	Snowfall per month (cm)		
Nov.	5.0	19.8	24.0
Dec.	9.2	43.0	11.2
Jan.	32.4	43.2	24.8
Feb.	15.8	33.4	5.4
Mar.	8.6	12.2	62.2
Apr.	1.4	15.6	28.6
Total	72.4	167.2	156.2

A second major difference in weather conditions was the very high snowfall experienced in March 1986, which was three times the average and the highest recorded for that month in 30 years.

Figure 4 shows streamflow as a function of time. The flow in 1985/86 was both lower (by 10% to 20%) and less variable than in the previous two years. Since flow can be controlled within narrow limits by the dam at Whitehorse Rapids, any adjustments made for the purpose of turbine switching, maintenance, or calibration can result in short-term fluctuations in streamflow. During 1985/86, a newly installed turbine (the fourth wheel) was used almost exclusively, resulting in a more stable streamflow.

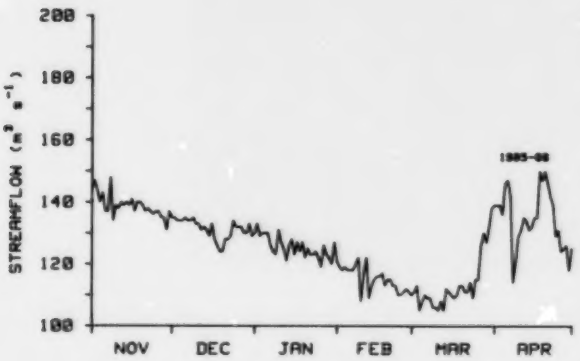


Figure 4. Streamflow as a function of time.

Ice Cover Distributions

The freezing sequence observed in 1985/86 is summarized in Figures 5 and 6 (see also Appendix). Edge ice began forming in the back channels of the river on November 1. A visual reconnaissance of the Yukon River between upper Lake Laberge and Whitehorse on November 7 revealed that the ice front had progressed to a point 1.3 km downstream from the mouth of the Takhini River, or about 14 km below the study reach. At this time, a 1.7-km long ice bridge crossed the river at the mouth of the Takhini, and large (30- to 50-m diameter) ice pans were observed running in the river. By November 9 the ice front had progressed to X4.

Freeze-up of the study reach in 1985 was similar to previous years (cf. Alford and Carmack, 1987a, 1987b), characterized by a combination of edge ice closing inwards to form a narrow channel along the velocity core, and the progressive upstream advance of the ice front by the deposition at its leading edge of frazil ice, pans, and floes. Then, between November 9 and December 9, coincident with cold weather, thin (3-mm thick) platelets were observed in the remaining open water; hence the ice front

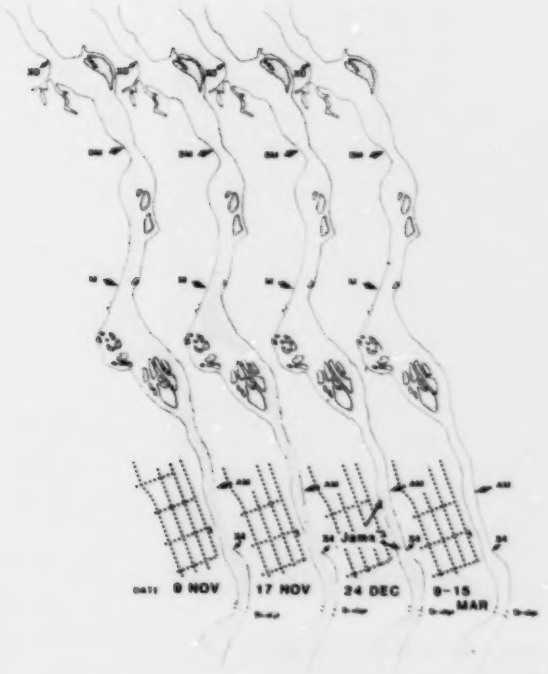


Figure 5. Maps of ice cover during freeze-up.

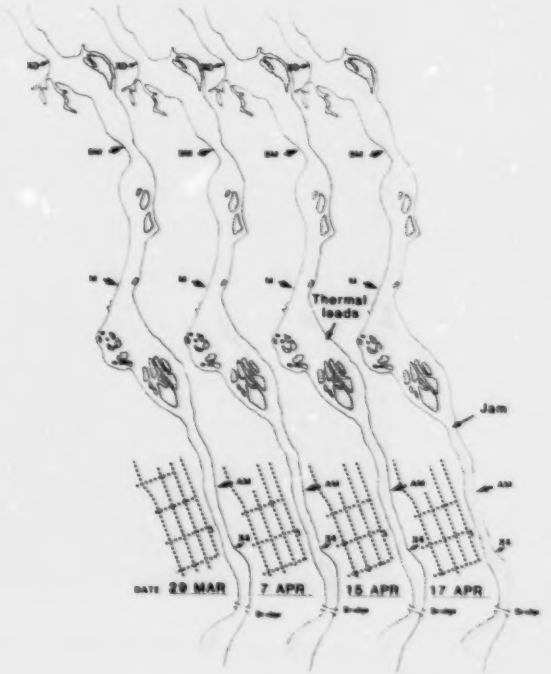


Figure 6. Maps of ice cover during midwinter and breakup.

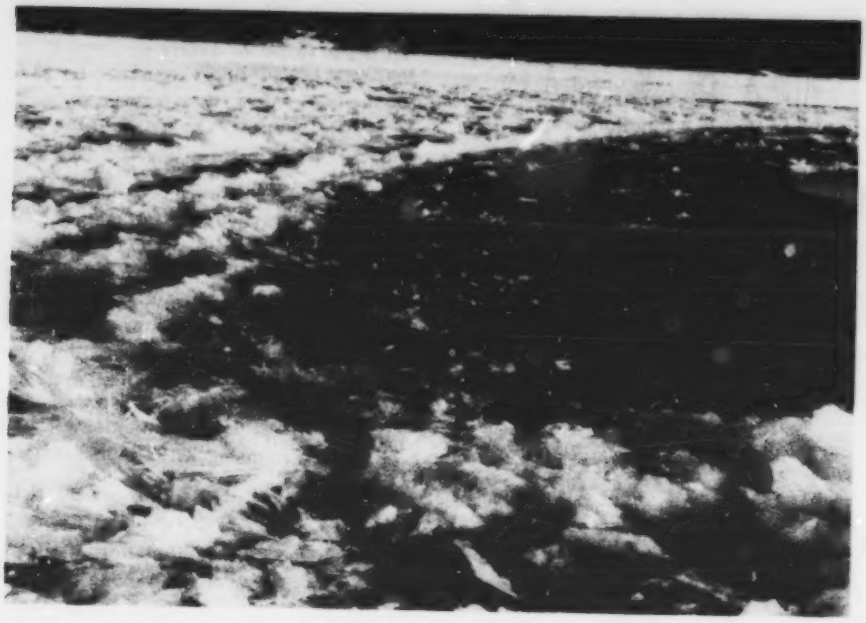


Figure 7. Surface texture of the ice front observed between BM and M (November 16, 1985).

Figure 8. Close-up view of platelets making up the ice front (November 16, 1985).

Figure 9. Heated metering sled on the river near M following an overflow event and subsequent re-freezing of the flooded ice and snow cover (December 23, 1985).

Figure 10. Ripples observed on the underside of ice at the ice jam above the Robert Campbell Bridge during freeze-up (December 21, 1985).

Figure 11. Large pan about to lodge at the ice front immediately above X0 (February 11, 1986).

Figure 12. Subsequent lodging of pans upstream from the large pan shown in Figure 11, and the attendant areas of open water (February 16, 1986).

advanced from X4 to a point 150 m below AM as the result of a steady agglomeration of these platelets (Fig. 7). Inspection of these plates revealed that they were, in turn, a collage-like structure made up of yet thinner platelets, presenting a scaly appearance (Fig. 8). These plates would upend on contact with the ice front and freeze in that position to yield a very rough ice surface.

Through the remainder of December and the first half of January, coincident with unseasonably warm weather, a generally smoother ice cover developed between M and AM from the juxtaposition of large pans that had once been edge ice along the reach upstream from X0.

Because of especially warm weather in mid-December and in the second and last weeks of February, the ice cover was prone to flooding. This flooding was related to the increased streamflows and water levels associated with warm air temperatures, and to the presence of large pans broken away from edge ice upstream. At times, these pans would upend at the ice front and divert the flow up and over the existing cover, causing overflow. During such times, the overflowing water reached depths of up to 0.15 m, saturating the snow cover and making travel over the ice difficult. The subsequent freezing of the surface water and flooded snow resulted in additional layers (approximately 0.40 m) of so-called white ice forming above the thermal or black ice cover (Fig. 9).

A surprising observation was the occurrence of ice ripples during freeze-up. These were found serendipitously on an overturned pan of edge ice in the reach between the Whitehorse Rapids dam and the Robert Campbell Bridge (Fig. 10). While such features are ubiquitous at breakup, their formation during freeze-up was unexpected; their possible origin is discussed later.

The process of ice front advance by the lodging of large pans derived from edge ice upstream continued through much of the winter (Fig. 11). Because of the irregular shape of such pans, the resulting cover had many large holes in it (Fig. 12).

The maximum upstream advance of the continuous cover was 50 m downstream from the Robert Campbell Bridge from March 9 to 15. However, pans wedging against the single pier of the bridge resulted in an isolated cover which, at maximum extension, reached a point 350 m upstream.

The first signs of breakup in late March and early April included the occurrence of overflow at both ice fronts and along the edges of the cover. By April 9 thermal leads occupied the reach upstream from M. However, record-breaking low temperatures between April 8 and 15 slowed the process of breakup, so that it was not until April 22 that the reach was open. At this time, only edge and grounded ice remained along the reach.

Daily values of areal ice coverage were computed from the maps shown in the Appendix. These data (Fig. 13, Table 2) reveal a period of rapid increase in mid-November, followed by a far slower increase in coverage later on. Because of the unseasonably low temperatures during the first half of April, the plot of ice cover as a function of time is stepped.

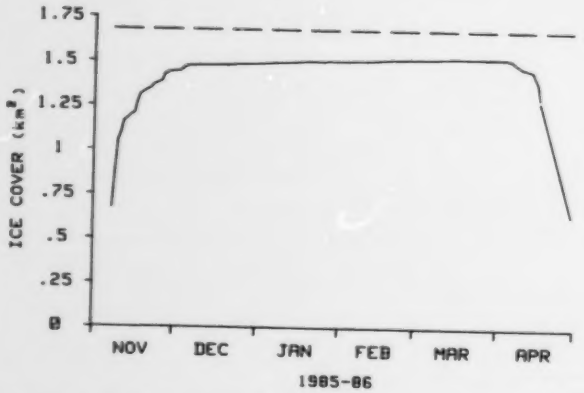


Figure 13. Surface area of ice cover from X4 to the generating station as a function of time.

Figure 14 shows the mean ice thickness at M as a function of time; Figure 15 shows the estimated volume of ice within the reach, obtained as the product of areal ice coverage times mean ice thickness at M. Both curves follow a similar trend of moderate increase during freeze-up, steady conditions in midwinter, and rapid but intermittent decreases at breakup.

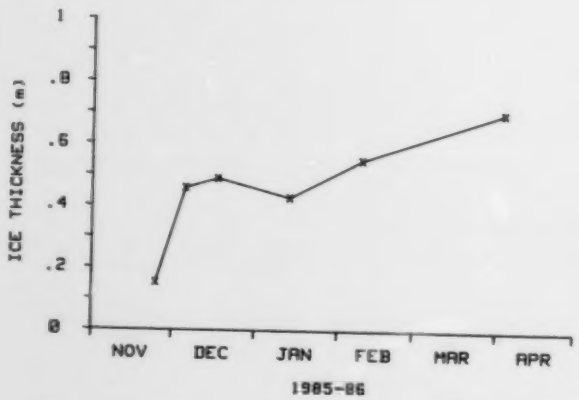


Figure 14. Mean ice thickness at M as a function of time.

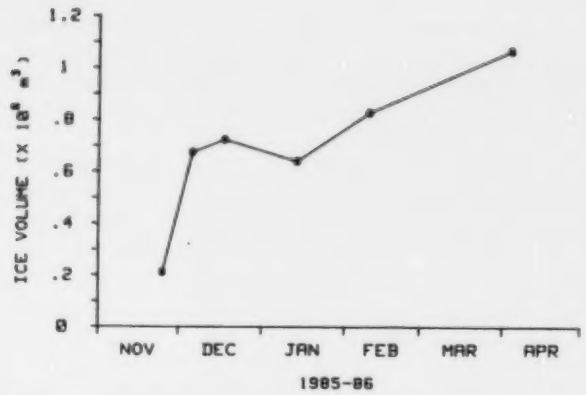


Figure 15. Estimated ice volume in the reach as a function of time.

Table 2. Area of Ice Cover and Volume of Ice during the Winter of 1985/86

Date	AM to M			NCPC dam to X4		
	Open (km^2)	Covered (km^2)	Coverage (%)	Open (km^2)	Covered (km^2)	Coverage (%)
85-11-08	0.26	0.19	43	0.91	0.60	40
85-11-09	0.24	0.21	48	0.72	0.79	53
85-11-10	0.23	0.22	49	0.57	0.94	63
85-11-11		0.22	50		0.98	65
85-11-12		0.24	55		1.04	69
85-11-15		0.24	55		1.08	71
85-11-16		0.24	55		1.08	72
85-11-17		0.25	56		1.14	76
85-11-18		0.28	63		1.18	78
85-11-20		0.31	69		1.19	79
85-11-21		0.31	70		1.20	80
85-11-22		0.32	71		1.21	80
85-11-23		0.34	76		1.23	81
85-11-25		0.36	79		1.24	82
85-11-26		0.36	81		1.24	83
85-11-27		0.37	83		1.27	85
85-11-28		0.37	84		1.29	85
85-11-29		0.38	85		1.29	86
85-12-01		0.38	85		1.29	86
85-12-03		0.38	86		1.30	86
85-12-04		0.40	90		1.31	87
85-12-05		0.43	95		1.32	88
85-12-06		0.43	95		1.32	88
85-12-07		0.43	95		1.32	88
85-12-08		0.43	97		1.32	88
85-12-10		0.43	97		1.32	88
85-12-14		0.44	98		1.32	88
85-12-19		0.44	99		1.33	88
85-12-20		0.44	99		1.33	88
85-12-21		0.44	99		1.33	88

Table 2. Continued

Date	AM to M			NCPC dam to X4		
	Open (km^2)	Covered (km^2)	Coverage (%)	Open (km^2)	Covered (km^2)	Coverage (%)
85-12-23		0.44	99		1.33	88
85-12-24		0.44	99		1.33	88
85-12-26		0.45	100		1.33	88
86-01-03		0.45	100		1.33	89
86-01-05		0.45	100		1.34	89
86-01-07		0.45	100		1.34	89
86-01-08		0.45	100		1.34	89
86-01-14		0.45	100		1.34	89
86-01-15		0.45	100		1.34	89
86-01-19		0.45	100		1.35	90
86-01-20		0.45	100		1.35	90
86-01-21		0.45	100		1.35	90
86-01-22		0.45	100		1.35	90
86-01-23		0.45	100		1.35	90
86-01-25		0.45	100		1.35	90
86-01-26		0.45	100		1.35	90
86-01-27		0.45	100		1.35	90
86-01-30		0.45	100		1.35	90
86-01-31		0.45	100		1.35	90
86-02-02		0.45	100		1.35	90
86-02-04		0.45	100		1.35	90
86-02-06		0.45	100		1.35	90
86-02-09		0.45	100		1.35	90
86-02-10		0.45	100		1.35	90
86-02-11		0.45	100		1.35	90
86-02-13		0.45	100		1.35	90
86-02-14		0.45	100		1.35	90
86-02-18		0.45	100		1.36	90
86-02-20		0.45	100		1.36	90
86-02-22		0.45	100		1.36	90
86-02-23		0.45	100		1.36	90
86-02-24		0.45	100		1.36	90
86-02-27		0.45	100		1.36	90
86-03-01		0.45	100		1.36	90
86-03-08		0.45	100		1.36	91
86-03-15		0.45	100		1.37	91
86-03-25		0.45	100		1.37	91
86-03-27		0.45	100		1.37	91
86-03-28		0.45	100		1.37	91
86-03-29		0.45	100		1.37	91
86-03-30		0.45	100		1.37	91
86-04-04		0.45	100		1.37	91
86-04-05		0.45	100		1.36	91
86-04-06		0.45	100		1.36	90
86-04-07		0.43	96		1.35	90
86-04-10		0.41	92		1.32	88
86-04-14		0.41	91		1.31	87
86-04-15		0.39	86		1.27	85
86-04-16		0.34	77		1.25	83
86-04-17		0.32	71		1.15	76
86-04-29		0.28	62		0.58	38

A comparison of the dates of freeze-up and breakup and the duration of continuous cover at each of the primary sections for each of the three study years is given in Table 3. In general, the early date of freeze-up in 1985/86, combined with the mild temperatures that led to overflow and the formation of white ice, resulted in an ice cover that was about 0.25 m thinner than that of 1984/85, but similar to that of 1983/84. Even though 1985/86 was the warmest of the three winters, it had the longest duration of ice cover. This shows that the meteorological conditions that prevail at the critical times of freeze-up and breakup are the ones that govern the duration of ice cover.

Frazil Dam Characteristics

Frazil dams are defined as accumulations of frazil ice particles (slush) on the undersides of ice covers. The frazil itself is presumed to form in turbulent, open water areas upstream from the stable ice cover during periods of intense cooling (Osterkamp, 1978; Martin, 1981; Tsang, 1982; Osterkamp and Gosink, 1983). Whether or not frazil adheres at a given location depends upon flow velocity, ice cover roughness, and the frazil's inherent state of "stickiness."

The frazil dam at Marwell has been described in earlier reports (Alford and Carmack, 1987a, 1987b), where we noted that the dam appeared to form every year and that the basic shape of the dam was constant from year to year. We also observed that the cross-sectional area of the dam appeared to reach a maximum immediately after freeze-up and to decrease thereafter, slowly in midwinter and rapidly just prior to breakup.

Figures 16 and 17 show changes in the ice and frazil horizons observed at M and BM. Figure 18 illustrates the cross-sectional area of the dam at each section as a function of time. These measurements show a pattern of growth and decay similar to those observed in 1983/84 and 1984/85.

Additional frazil dam profiles were obtained at AM and X1 (Figs. 19 and 20). The X1 profile is especially interesting, as it illustrates the rapid changes that can occur in the vicinity of an ice front. The advancing ice front had reached the vicinity of X1 on November 28. The first profile, which was obtained on December 2 when the ice front was only 150 m upstream and the ice only 0.2 m thick, displays the greatest volume of frazil deposition, showing how rapidly such features may form. Most noticeable in subsequent profiles is the rapid erosion that took place at X1 in comparison to the relatively stable frazil dams located at other sections.

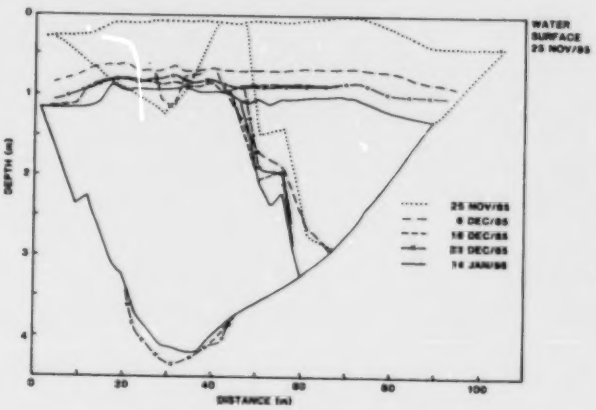


Figure 16. Frazil dam profiles on specific dates at M.

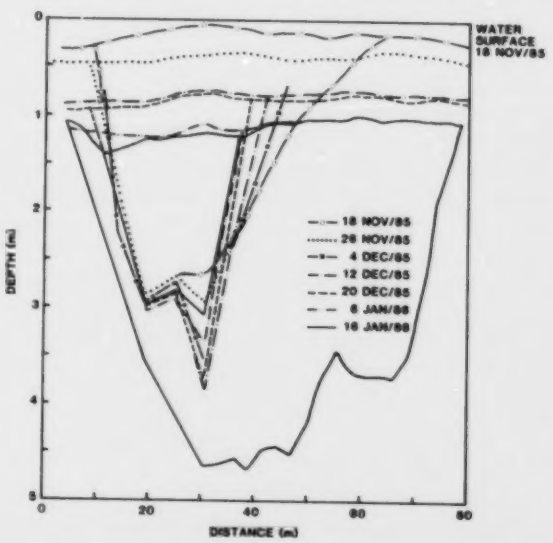


Figure 17. Frazil dam profiles on specific dates at BM.

Table 3. Comparison of the Duration of Ice Cover at BM, M, and AM for Each of the Three Study Years

Station	1983/84			1984/85			1985/86		
	Freeze-up	Breakup	Days	Freeze-up	Breakup	Days	Freeze-up	Breakup	Days
BM	Dec. 4	Mar. 29	115	Dec. 9	Apr. 12	124	Nov. 11	Apr. 22	162
M	Dec. 9	Mar. 25	106	Dec. 13	Apr. 10	118	Nov. 17	Apr. 19	153
AM	Jan. 2	Mar. 23	80	Dec. 29	Apr. 8	100	Dec. 24	Apr. 18	115

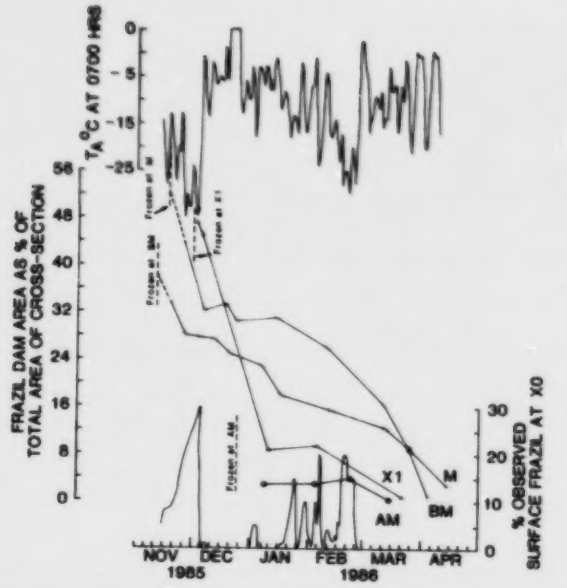


Figure 18. Cross-sectional area as percentage of total frazil dam at AM, M, BM, and X1, air temperature, and percentage observed surface frazil at X0 as functions of time. (T_a refers to air temperature.)

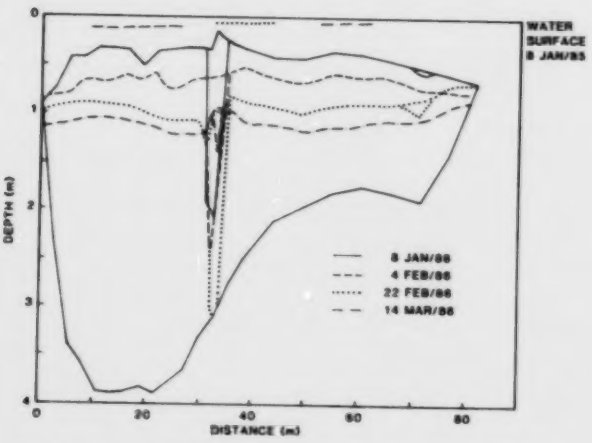


Figure 19. Frazil dam profiles on specific dates at AM.

A summary map of the frazil dam distribution is shown in Figure 21. These data show the dam to be continuous along the reach, to occupy a volume roughly equal to that of sheet ice, and to lie on one side or the other of the axis of maximum flow velocity, which we define as the velocity core. A schematic drawing (Fig. 22) shows the complex distribution of the frazil dam in relation to channel geometry within the vicinity of BM.

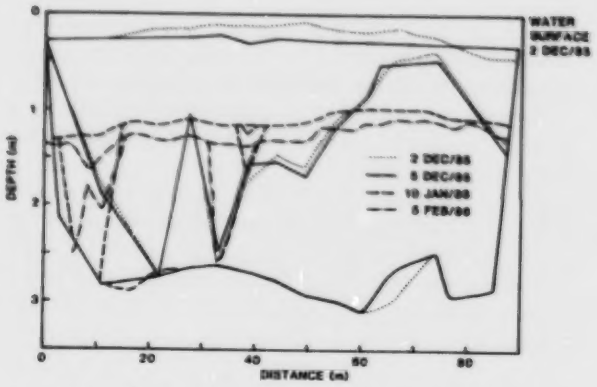
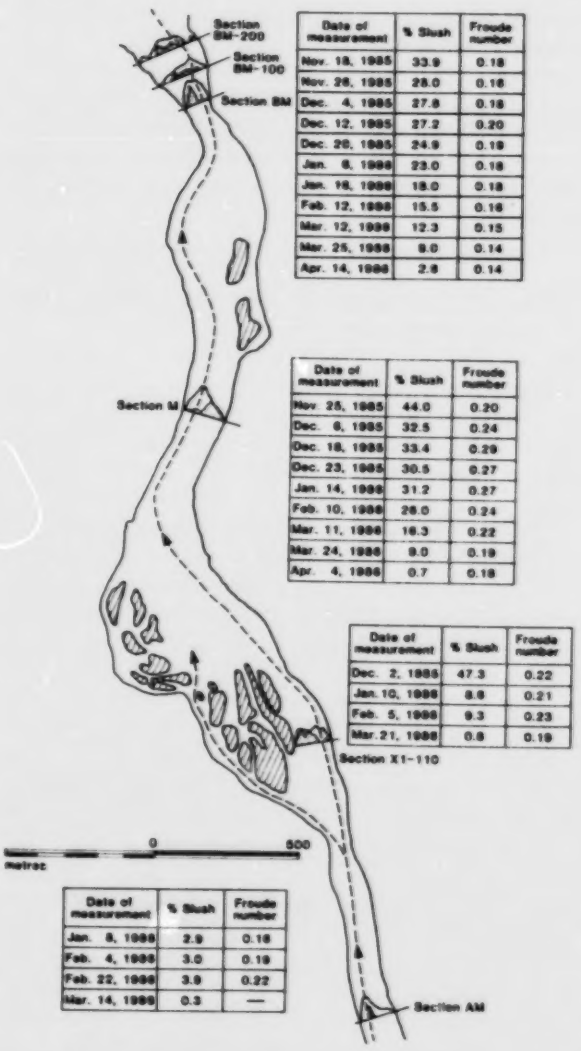


Figure 20. Frazil dam profiles on specific dates at X1.



Date of measurement	% Slush	Froude number
Nov. 18, 1985	33.9	0.18
Nov. 28, 1985	28.0	0.16
Dec. 4, 1985	27.8	0.18
Dec. 12, 1985	27.2	0.20
Dec. 20, 1985	24.9	0.19
Jan. 8, 1986	23.0	0.18
Jan. 19, 1986	18.0	0.18
Feb. 12, 1986	15.5	0.16
Mar. 12, 1986	12.3	0.15
Mar. 25, 1986	9.0	0.14
Apr. 14, 1986	2.8	0.14

Date of measurement	% Slush	Froude number
Nov. 25, 1985	44.0	0.20
Dec. 6, 1985	32.5	0.24
Dec. 18, 1985	33.4	0.29
Dec. 23, 1985	30.5	0.27
Jan. 14, 1986	31.2	0.27
Feb. 10, 1986	26.0	0.24
Mar. 11, 1986	16.3	0.22
Mar. 24, 1986	9.0	0.19
Apr. 4, 1986	0.7	0.18

Date of measurement	% Slush	Froude number
Dec. 2, 1985	47.3	0.22
Jan. 10, 1986	8.8	0.21
Feb. 5, 1986	9.3	0.23
Mar. 21, 1986	0.8	0.19

Date of measurement	% Slush	Froude number
Jan. 8, 1986	2.9	0.18
Feb. 4, 1986	3.0	0.19
Feb. 22, 1986	3.9	0.22
Mar. 14, 1986	0.3	—

Figure 21. Frazil dam deposition within the study reach.

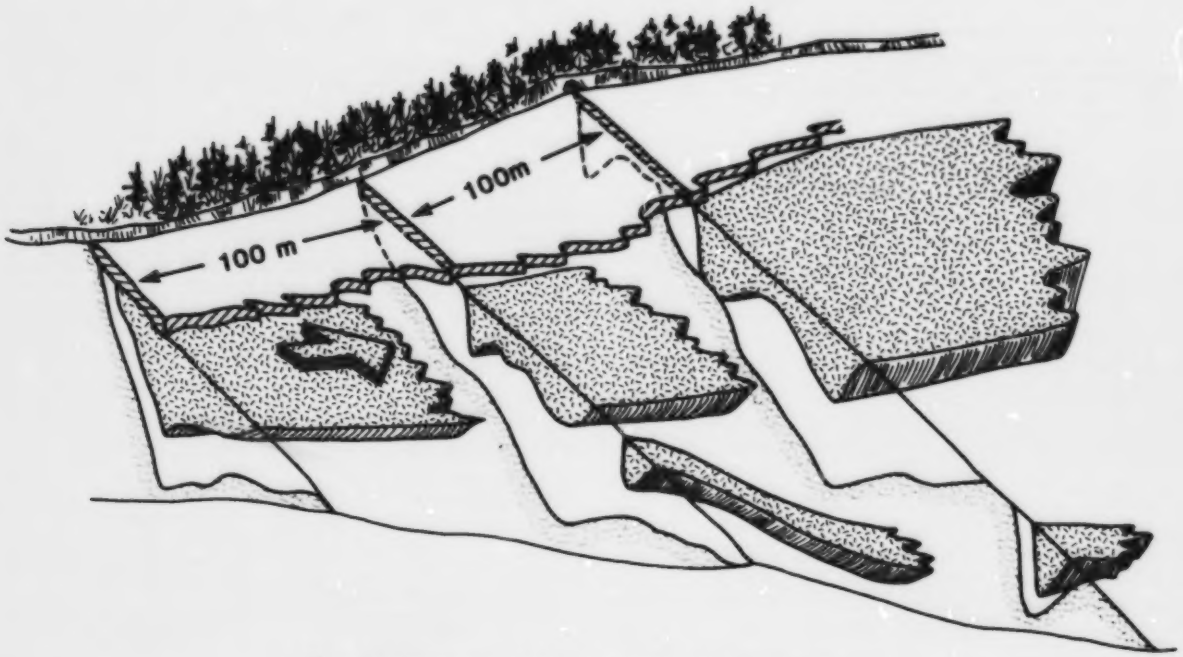


Figure 22. Schematic of frazil dam in a 200-m long section near BM.

Hydraulic Conditions

Observations of water level were recorded daily throughout the winter at X0, AM, M, and BM, and for a short period during freeze-up at X4.

During freeze-up, the hydraulic resistance of a river generally increases requiring a corresponding increase in the depth of flow. Similarly, the overall resistance decreases subsequent to breakup. These effects on resistance are evident from the water level data (Fig. 23, Table 4). Water levels at all stations increased rapidly at freeze-up, declined gradually during winter, and fell sharply following breakup. Similarly, observations of surface slope (Fig. 24) reveal significant variations throughout the winter, with large slopes and rapid variations occurring at freeze-up. Also shown are the large variations in slope accompanying the midwinter occurrence of overflow between X0 and AM.

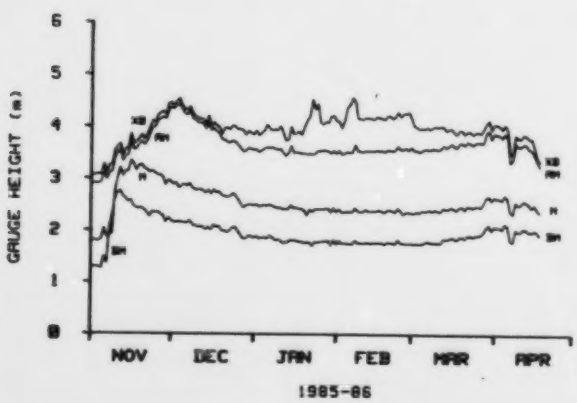


Figure 23. Water levels versus time.

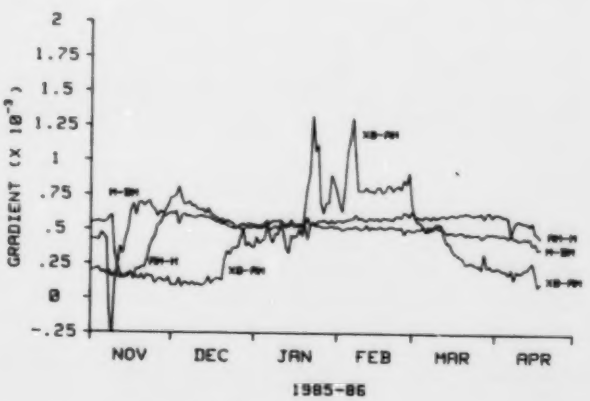


Figure 24. Surface slopes versus time.

Table 4. Daily Values of Streamflow (Q) and Water Level (relative to Geodetic Datum) during the Winter of 1985/86

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
85-10-31	137	630.785	630.630	–	–
85-11-01	144	630.725	630.570	629.475	628.958
85-11-04	140	630.745	630.570	629.458	628.951
85-11-05	143	630.745	630.600	629.498	628.928
85-11-06	137	630.945	630.790	629.698	629.158
85-11-07	137	630.785	630.650	629.538	629.028
85-11-08	148	630.925	630.770	629.598	629.709
85-11-09	134	630.920	630.800	629.598	629.936
85-11-10	139	631.215	631.070	630.411	630.273
85-11-11	138	631.285	631.160	630.681	630.390
85-11-12	140	631.335	631.220	630.871	630.428
85-11-13	139	631.130	631.000	630.711	630.325
85-11-14	140	631.225	631.095	630.801	630.282
85-11-15	139	631.265	631.125	630.811	630.218
85-11-16	141	631.535	631.390	631.011	630.245
85-11-17	137	631.335	631.220	630.951	630.132
85-11-18	140	631.365	631.240	630.821	630.099
85-11-19	140	631.435	631.325	630.911	630.085
85-11-20	139	631.515	631.380	630.931	630.097
85-11-21	137	631.415	631.310	630.861	630.059
85-11-22	138	631.515	631.380	630.831	630.006
85-11-23	137	631.645	631.520	630.781	629.933
85-11-24	136	631.775	631.650	630.811	630.023
85-11-25	137	631.755	631.670	630.771	630.003
85-11-26	137	631.885	631.780	630.731	630.018
85-11-27	135	631.925	631.810	630.731	629.978
85-11-28	135	631.950	631.850	630.691	629.948
85-11-29	131	631.915	631.820	630.541	629.828
85-11-30	137	632.100	631.980	630.636	629.908
85-12-01	135	632.125	632.050	630.601	629.858
85-12-02	135	632.085	632.010	630.551	629 818
85-12-03	134	632.145	632.070	630.581	629.828
85-12-04	134	632.205	632.090	630.481	629.838
85-12-05	134	632.065	632.000	630.531	629.818
85-12-06	135	632.005	631.910	630.551	629.818
85-12-07	134	631.975	631.890	630.521	629.808
85-12-08	134	632.045	631.970	630.571	629.858
85-12-09	135	631.915	631.820	630.486	629.778
85-12-10	133	631.865	631.790	630.446	629.748
85-12-11	133	631.825	631.740	630.451	629.738
85-12-12	131	631.815	631.740	630.461	629.748
85-12-13	132	631.795	631.720	630.431	629.718
85-12-14	131	631.710	631.620	630.391	629.688
85-12-15	129	631.865	631.740	630.441	629.733
85-12-16	133	631.675	631.590	630.371	629.678
85-12-17	128	631.745	631.640	630.451	629.768
85-12-18	126	631.685	631.570	630.401	629.738
85-12-19	124	631.655	631.540	630.411	629.748
85-12-20	124	631.525	631.420	630.351	629.658
85-12-21	128	631.635	631.410	630.321	629.658
85-12-22	128	631.645	631.370	630.311	629.633
85-12-23	129	631.610	631.355	630.321	629.658
85-12-24	134	631.685	631.395	630.371	629.718
85-12-25	132	631.665	631.370	630.361	629.738
85-12-26	132	631.615	631.320	630.281	629.658

Table 4. Continued

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
85-12-27	132	631.615	631.260	630.191	629.588
85-12-28	130	631.595	631.190	630.111	629.508
85-12-29	130	631.505	631.200	630.141	629.518
85-12-30	133	631.585	631.260	630.171	629.558
85-12-31	129	631.545	631.240	630.171	629.558
86-01-01	130	631.515	631.220	630.151	629.523
86-01-02	133	631.585	631.230	630.171	629.558
86-01-03	129	631.500	631.180	630.131	629.518
86-01-04	130	631.545	631.210	630.141	629.528
86-01-05	130	631.595	631.250	630.161	629.528
86-01-06	130	631.705	631.270	630.141	629.518
86-01-07	126	631.625	631.260	630.171	629.568
86-01-08	124	631.595	631.270	630.141	629.528
86-01-09	123	631.615	631.240	630.121	629.488
86-01-10	131	631.605	631.230	630.101	629.488
86-01-11	127	631.675	631.240	630.106	629.483
86-01-12	125	631.555	631.170	630.081	629.428
86-01-13	121	631.405	631.110	630.081	629.438
86-01-14	126	631.425	631.160	630.081	629.453
86-01-15	128	631.665	631.300	630.161	629.488
86-01-16	123	631.525	631.170	630.101	629.478
86-01-17	127	631.545	631.180	630.111	629.478
86-01-18	124	631.575	631.170	630.091	629.458
86-01-19	127	631.515	631.150	630.081	629.448
86-01-20	122	631.665	631.150	630.061	629.428
86-01-21	125	631.785	631.140	629.961	629.244
86-01-22	123	631.875	631.150	630.081	629.442
86-01-23	123	632.195	631.140	630.031	629.374
86-01-24	124	632.005	631.150	630.081	629.448
86-01-25	122	632.105	631.210	630.081	629.444
86-01-26	119	631.755	631.200	630.081	629.454
86-01-27	126	631.715	631.220	630.081	629.464
86-01-28	123	631.765	631.210	630.091	629.468
86-01-29	122	631.755	631.200	630.101	629.478
86-01-30	120	631.875	631.160	630.021	629.384
86-01-31	127	631.885	631.210	630.111	629.494
86-02-01	121	631.785	631.160	630.031	629.404
86-02-02	119	631.775	631.220	630.091	629.478
86-02-03	118	631.645	631.140	630.021	629.424
86-02-04	119	631.805	631.160	630.031	629.424
86-02-05	118	632.045	631.190	630.041	629.424
86-02-06	118	632.105	631.180	–	–
86-02-07	118	632.235	631.190	630.031	629.414
86-02-08	120	632.155	631.330	630.111	629.478
86-02-09	122	631.835	631.210	630.051	629.438
86-02-10	108	631.825	631.200	630.031	629.428
86-02-11	117	631.815	631.190	630.051	629.428
86-02-12	117	631.855	631.210	630.081	629.438
86-02-13	109	631.835	631.210	630.041	629.438
86-02-14	113	631.835	631.210	630.051	629.428
86-02-15	115	631.815	631.200	630.051	629.438
86-02-16	116	631.865	631.220	630.051	629.438
86-02-17	116	631.855	631.210	630.071	629.438
86-02-18	117	631.835	631.220	630.051	629.438
86-02-19	113	631.815	631.190	630.021	629.408

Table 4. Continued

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
86-02-20	115	631.885	631.230	630.071	629.453
86-02-21	115	631.885	631.230	630.071	629.438
86-02-22	113	631.835	631.210	630.061	629.438
86-02-23	113	631.875	631.230	630.031	629.418
86-02-24	110	631.965	631.310	630.111	629.498
86-02-25	110	631.875	631.240	630.061	629.438
86-02-26	111	631.935	631.245	629.991	629.428
86-02-27	112	631.935	631.270	630.031	629.428
86-02-28	111	631.960	631.230	630.031	629.428
86-03-01	110	631.845	631.290	630.021	629.428
86-03-02	111	631.695	631.220	630.011	629.418
86-03-03	113	631.670	631.225	630.041	629.428
86-03-04	105	631.640	631.195	630.021	629.418
86-03-05	108	631.645	631.220	630.061	629.428
86-03-06	110	631.645	631.255	630.051	629.448
86-03-07	109	631.665	631.245	630.061	629.473
86-03-08	109	631.635	631.235	630.076	629.448
86-03-09	106	631.665	631.260	630.051	629.438
86-03-10	106	631.685	631.250	630.081	629.448
86-03-11	105	631.675	631.240	630.051	629.438
86-03-12	108	631.685	631.260	630.051	629.438
86-03-13	105	631.685	631.320	630.111	629.513
86-03-14	112	631.605	631.280	630.091	629.518
86-03-15	111	631.635	631.310	630.096	629.518
86-03-16	110	631.645	631.360	630.131	629.548
86-03-17	109	631.575	631.310	630.101	629.533
86-03-18	110	631.535	631.280	630.071	629.498
86-03-19	113	631.615	631.370	630.131	629.548
86-03-20	109	631.605	631.370	630.141	629.563
86-03-21	111	631.535	631.330	630.081	629.528
86-03-22	111	631.595	631.390	630.151	629.578
86-03-23	114	631.585	631.370	630.141	629.588
86-03-24	109	631.535	631.330	630.121	629.558
86-03-25	115	631.575	631.380	630.151	629.588
86-03-26	115	631.575	631.380	630.151	629.588
86-03-27	126	631.555	631.380	630.131	629.598
86-03-28	130	631.635	631.370	630.201	629.658
86-03-29	127	631.745	631.560	630.311	629.738
86-03-30	132	631.805	631.610	630.351	629.788
86-03-31	138	631.625	631.450	630.261	629.688
86-04-01	139	631.735	631.560	630.321	629.758
86-04-02	139	631.715	631.530	630.301	629.738
86-04-03	139	631.705	631.530	630.301	629.748
86-04-04	136	631.635	631.470	630.271	629.708
86-04-05	146	631.725	631.560	630.361	629.808
86-04-06	147	631.635	631.490	630.311	629.778
86-04-07	142	631.165	630.990	630.061	629.488
86-04-08	114	631.175	631.060	630.001	629.468
86-04-09	121	631.525	631.360	630.231	629.698
86-04-10	129	631.465	631.310	630.171	629.658
86-04-11	131	631.465	631.310	630.191	629.668
86-04-12	135	631.535	631.360	630.251	629.718
86-04-13	134	631.515	631.340	630.231	629.708
86-04-14	131	631.455	631.260	630.191	629.658
86-04-15	132	631.405	631.240	630.121	629.648
86-04-16	135	631.305	631.150	630.181	629.688
86-04-17	135	631.105	631.030	630.091	629.658
86-04-18	150	631.015	630.920	630.031	629.588

Table 4. Continued

The dominating influence of ice front position on water levels (the so-called backwater effect) is shown in Figure 25. In Figure 26, the water level at AM is plotted against the position of the ice front within the reach. Note that a slight backwater effect occurs as the ice front passes

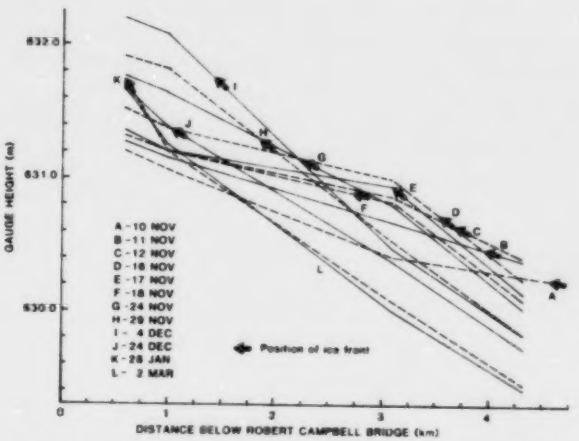


Figure 25. Surface slopes within the reach at selected times.

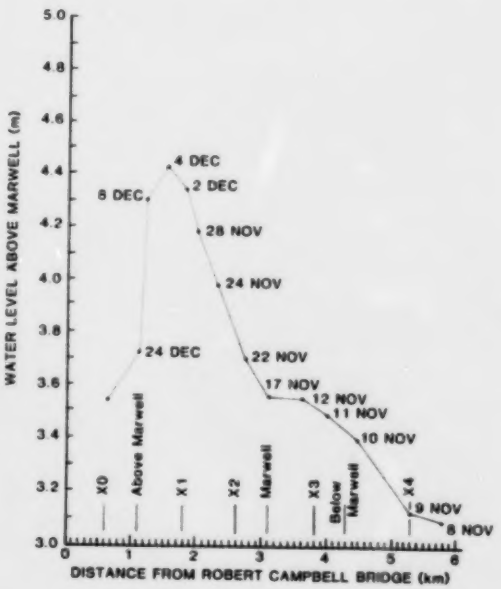


Figure 26. Ice front position versus water level at AM.

BM, and that a much larger effect occurs as the front reaches the vicinity of X2. This response is relevant to concerns for flooding and dam operation.

PROCESS-RELATED OBSERVATIONS

Water Temperature Changes at Freeze-up

Changes in water temperature along the reach at different times during freeze-up are shown in Figure 27. Typically, the temperature changes by 0.2°C to 0.3°C between the bridge and BM, yielding a longitudinal temperature gradient dT/dL = 0.05–0.07°C/km. This gradient can be used to estimate the rate of cooling within the reach. By taking the mean velocity $\langle V \rangle = 0.7$ m s^{-1}, we note that a column of water moving through the reach cools at a rate of $dT/dt = \langle V \rangle dT/dL$, or between 0.3 to 0.5 x 10^{-4}°C s^{-1}. Taking the mean depth of the reach to be 2 m, a surface heat flux of 260 to 390 W m^{-2} is obtained. This should be considered as a rough estimate only, but is in agreement with previous heat flux measurements (Alford and Carmack, 1987a), and is similar to observations from 1984/85.

Edge Ice Growth

Generally, freeze-up is characterized by a gradual closing in of edge ice forming a narrow channel along the velocity core, coupled with a progressive advance of the ice front due to the deposition of floes formed farther upstream. Osterkamp and Gosink (1983) say that edge ice grows laterally by conductive heat transfer through the ice, by the accumulation of drifting frazil, and by loss of latent heat to supercooled river water. In 1985/86, however, edge ice did not develop in a manner allowing long-term study. That is, because of fluctuating air temperatures and frequent inundation, the edge ice either formed and broke away, or was buried by freezing overflow. Because of these limitations, the rate of edge ice growth was observed at M for only an 8-day period (Fig. 28). These data show only a weak relationship to air temperature.

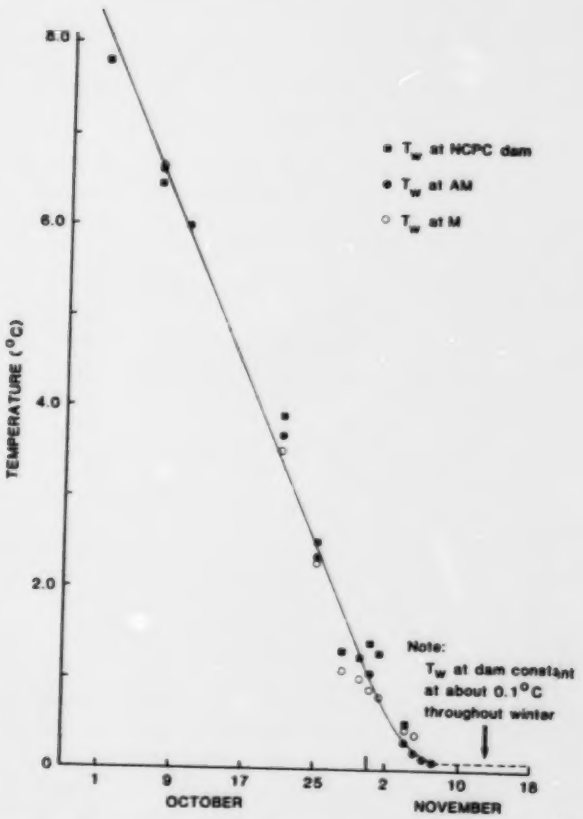


Figure 27. Water temperature along reach during freeze-up. (T_w refers to water temperature; T_a refers to air temperature.)

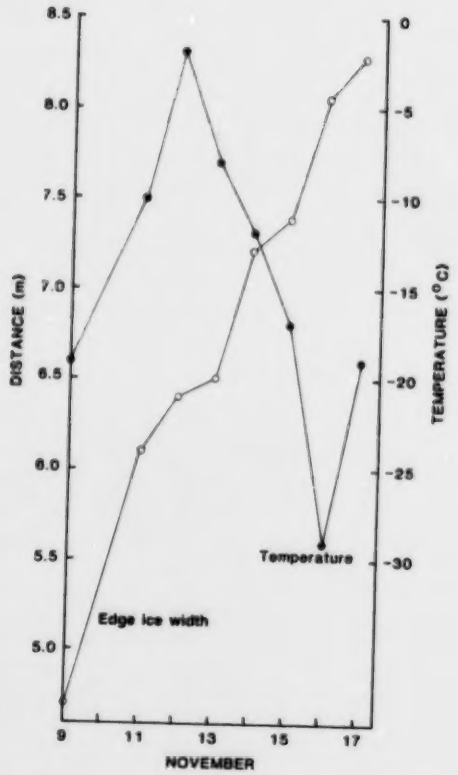


Figure 28. Edge ice width and air temperature versus time.

Ice Front Advance

The rate of ice front advance through the reach is of prime engineering concern, for it is during this time that the Marwell region of Whitehorse is most prone to flooding. It was noted above that the backwater effect increased as the ice front passed X2, suggesting that the sensitivity of flooding is related to the speed of ice front advance.

Observations of ice front advance through the reach were made in 1983/84, 1984/85, and 1985/86 (Fig. 29). In general, it appears that the ice front propagates very quickly from X4 to X2, slows between X2 and X1, and moves very slowly above X1.

Admittedly, the prevailing air temperatures have the greatest effect on the winter regime of the river, but in ways that are sometimes unexpected. This was brought in very clear perspective during 1985/86 when drastic reversals in weather patterns were experienced. Coincident with cold weather and the formation of much frazil and anchor ice, the ice front passed rapidly from X4 to just downstream from AM as expected. What was difficult to foresee was the subsequent effect of warm temperatures on water levels and the flooding of the existing ice cover. Fluctuations in water level resulted in considerable edge ice breaking loose and floating into the open parts of the reach. These would then lodge at the ice front to extend it upstream at a very rapid rate. This is what happened between AM and the Robert Campbell Bridge.

Ice Ripple Formation

Past research has shown that, with the onset of spring, instabilities in the flow of water warmer than the freezing temperature can result in the formation of wavelike features, called ice ripples, at the icewater interface (Carey, 1966; Ashton and Kennedy, 1972). The fluid mechanics of heat transfer at an ice/water interface in the presence of turbulent flow has been treated by Gilpin *et al.* (1980). It has been noted (Alford and Carmack, 1987a) that the hydraulic resistance of the reach appeared to increase coincident with the onset of ripple formation.

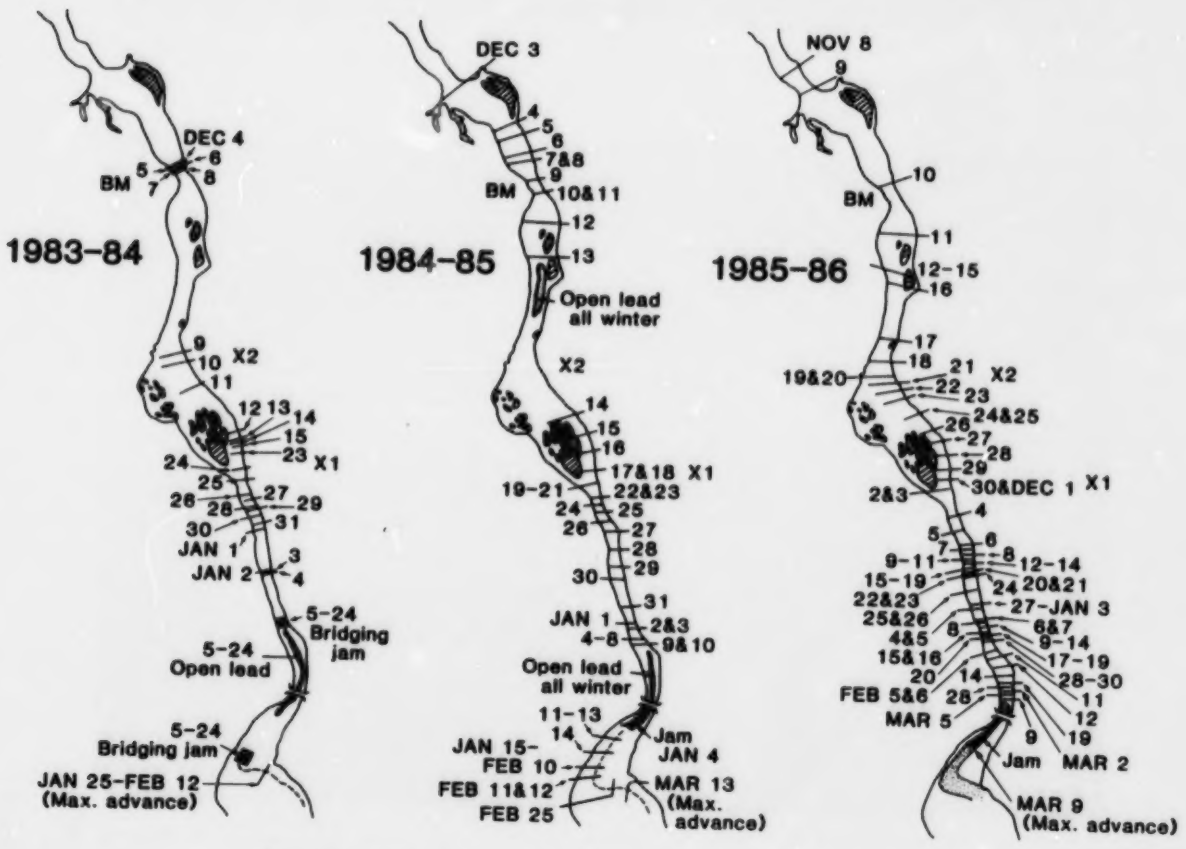
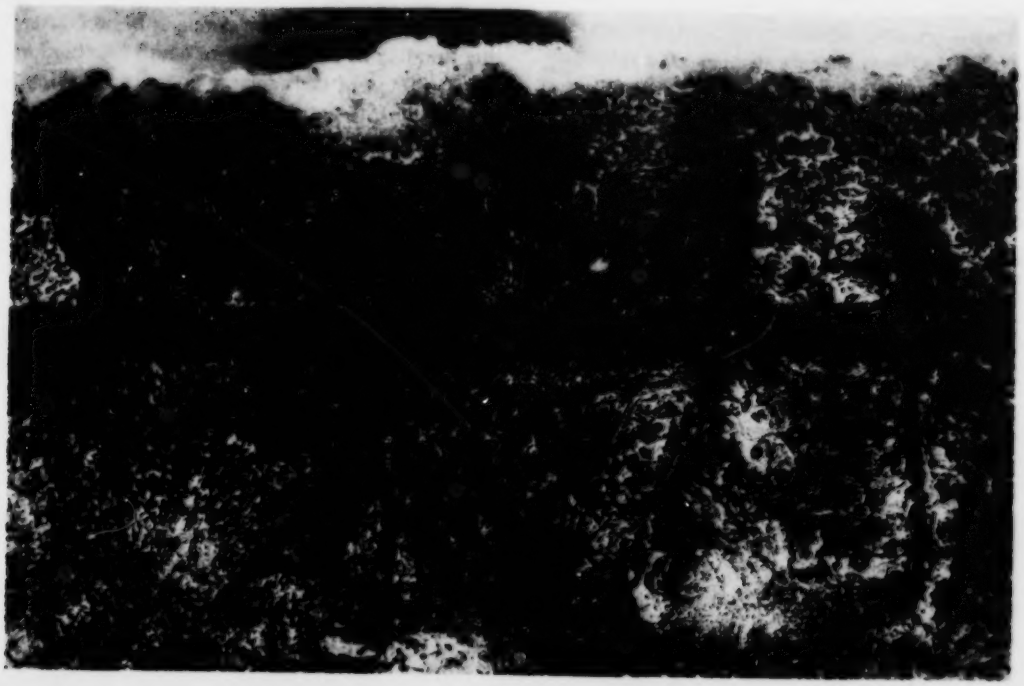
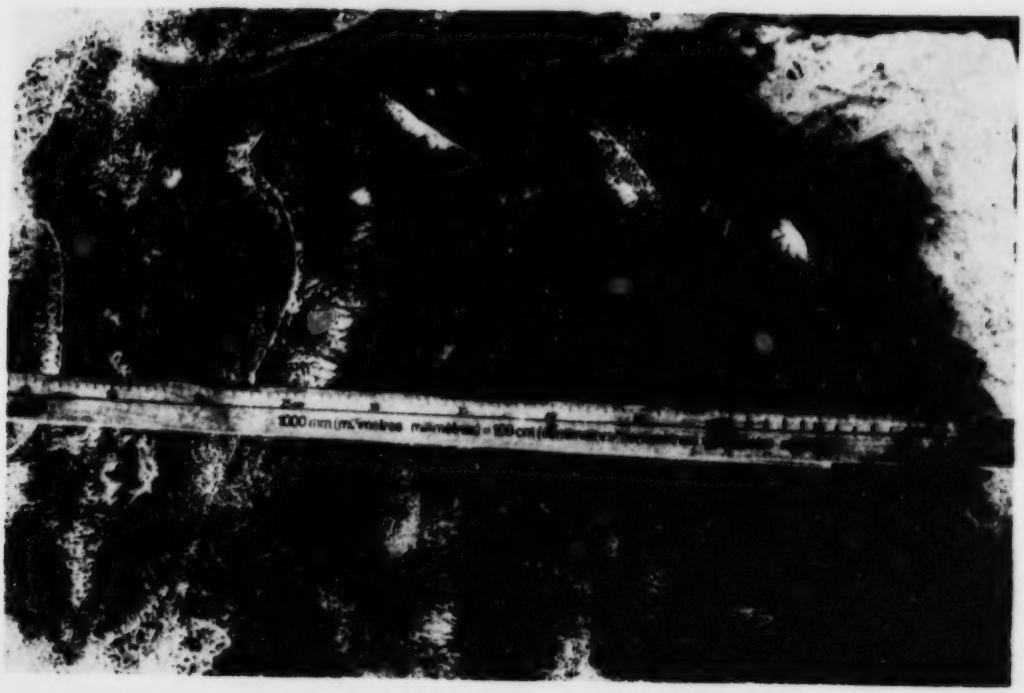


Figure 29. Comparison of ice front advance during the three winters of study.

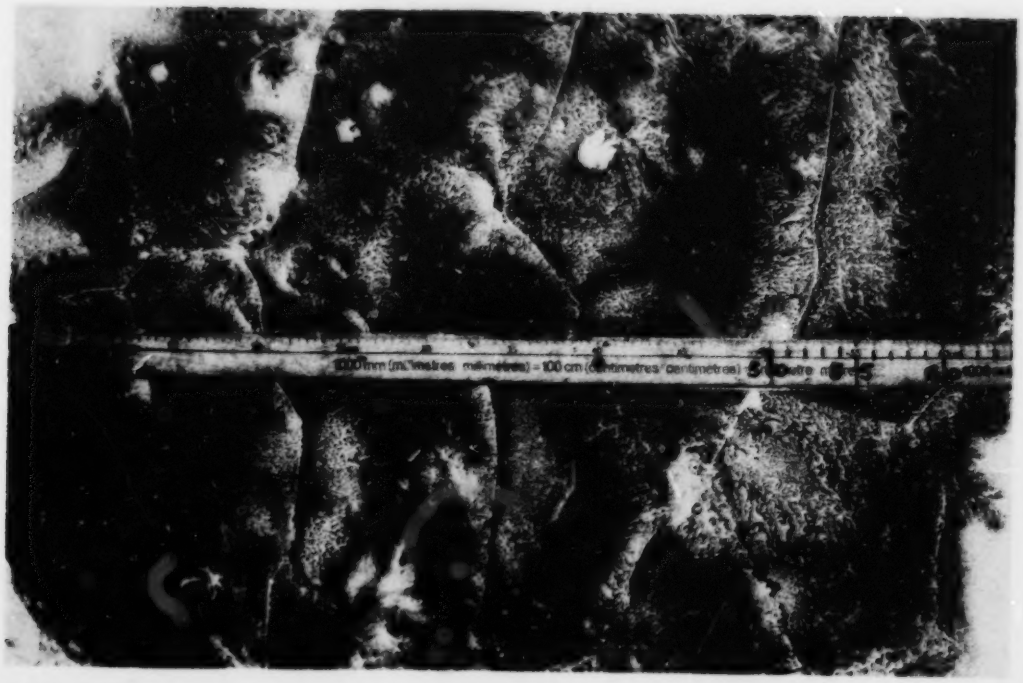


(a) March 19.

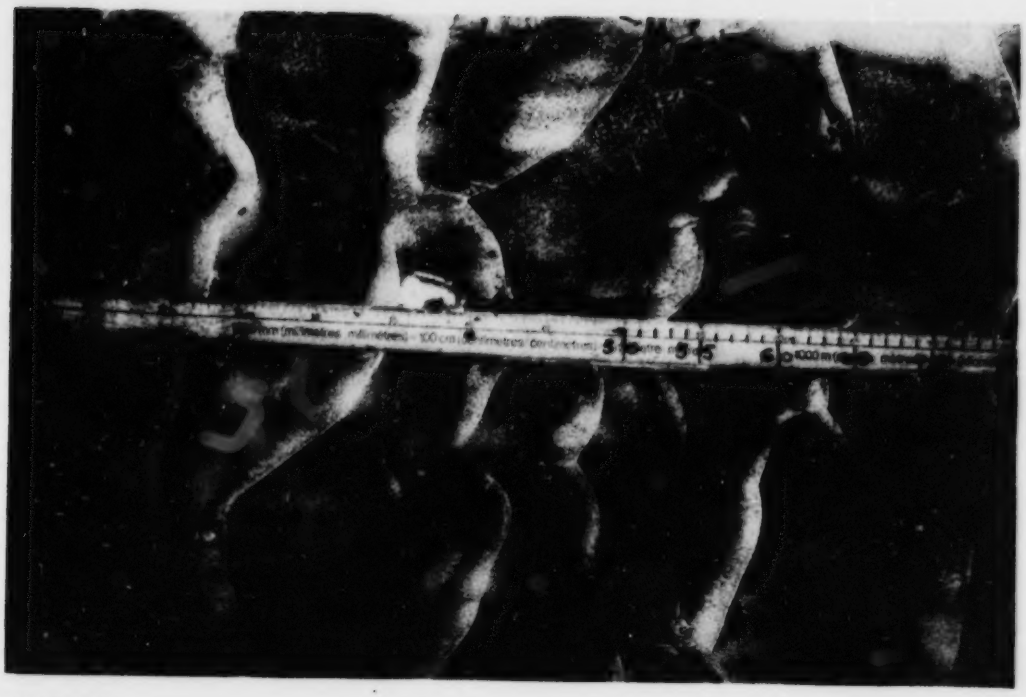


(b) March 24.

Figure 30. Plan view of the underside of ice blocks showing the progressive development of ice ripples on specific dates.

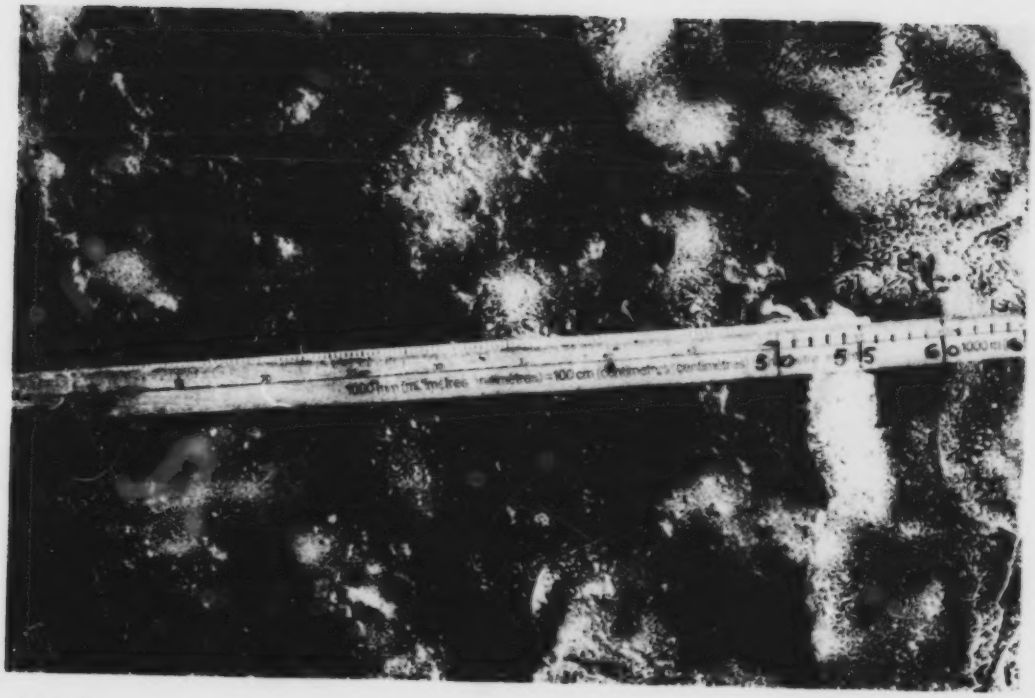


(c) March 29.

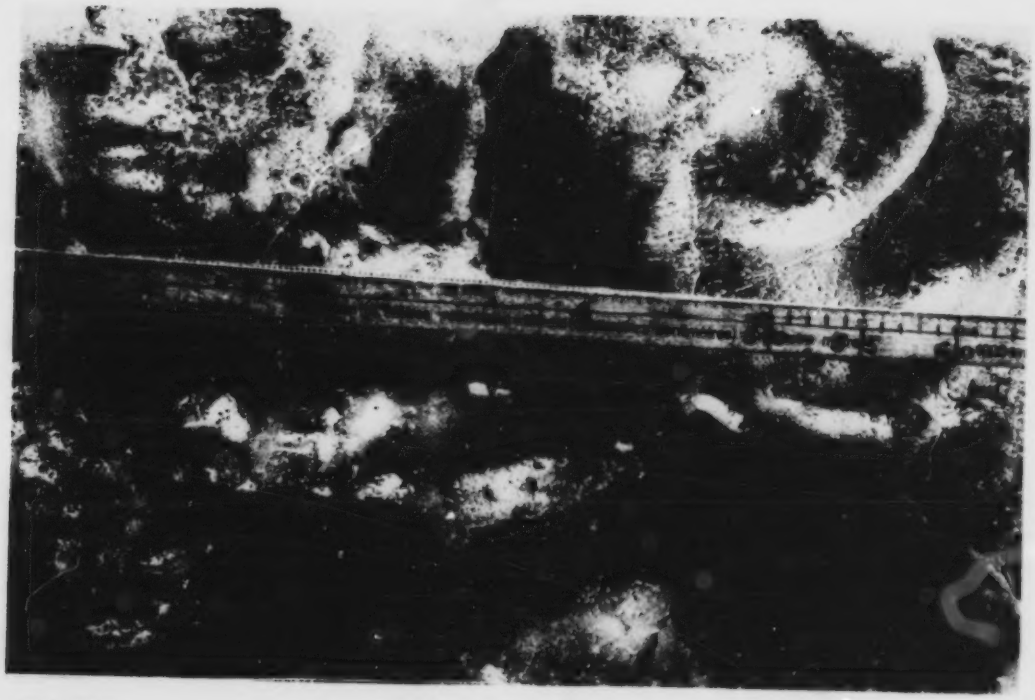


(d) April 3.

Figure 30. Continued

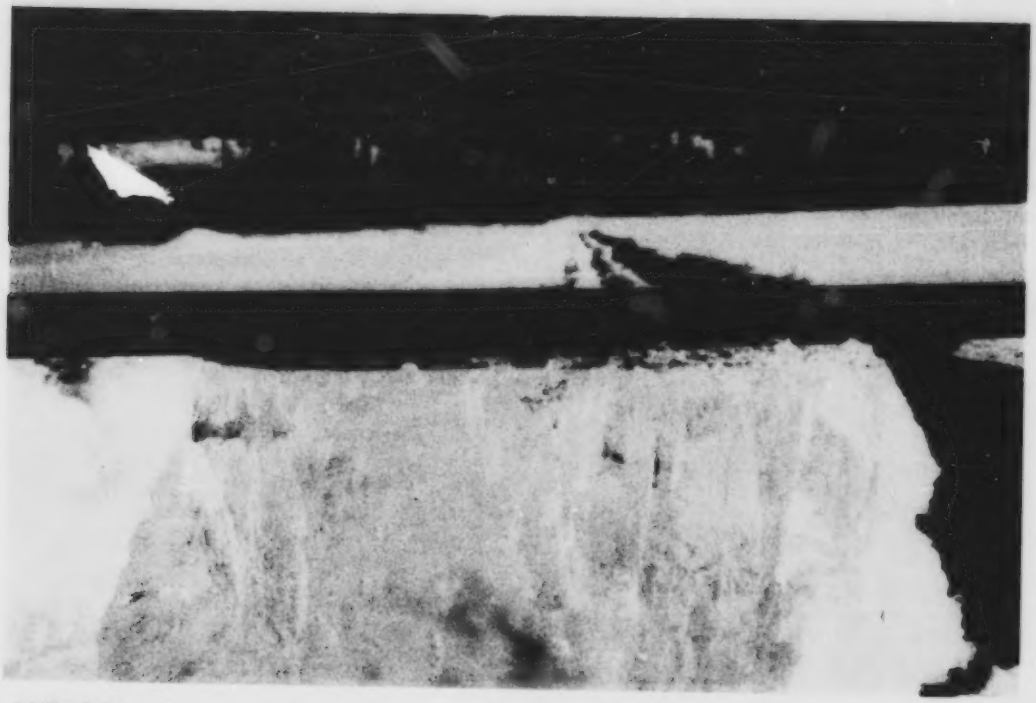


(e) April 9.

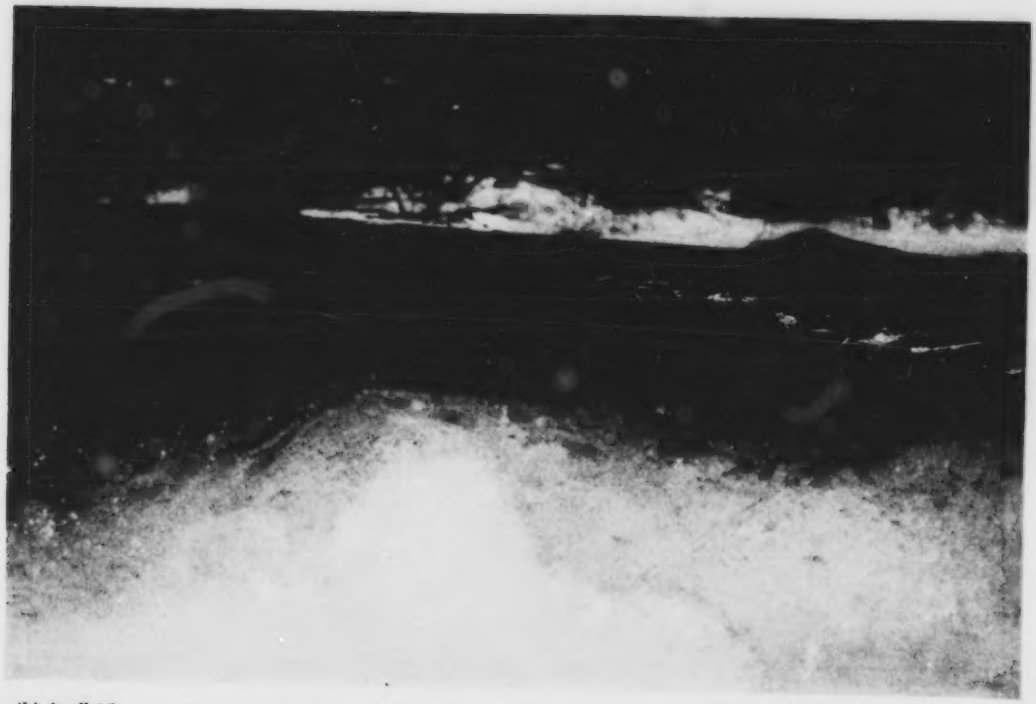


(f) April 15.

Figure 30. Continued



(a) March 10.



(b) April 15.

Figure 31. Side view of the underside of ice blocks showing the transition from a flat surface on March 10 to the time of maximum ripple amplitude on April 15.

In general, the development of ripples followed the same pattern in 1986 as in 1985; namely, dramatic changes in the texture of the ice/water interface occurred in a very short period of time, as shown in Figures 30 and 31. Initially, the bottom of the ice was featureless; then, as solar radiation began to penetrate the cover and warm the underlying water, ripples began to form. Initially the ripples were essentially straight-crested with wavelengths of about 0.10 m and amplitudes of about 0.01 m. As the amplitudes of the ripples grew to about 0.02 m, secondary points of instability and melting appeared, and the wave crests began to undulate. In the final stages, the crests of the ripples became discontinuous and broken and thus could not be traced over distances much longer than the wavelength. By this time the amplitudes were of order 0.05 m. Figure 32 shows water level, air temperature, and streamflow attendant to the period of ripple formation and breakup.

Two new aspects associated with the formation of ripples were observed in 1986. The first concerned their development in midwinter. During an inspection on December 21 of the isolated ice cover that extended above the Robert Campbell Bridge, it was observed that one of the pans that had lodged at the ice front had inverted to expose a rippled undersurface (see Fig. 10). It is likely that this block had its origin as edge ice in that reach of the river close to the hydro dam outfall where water temperatures are highest. Such an observation clearly shows that ripple formation is not only a spring (solar radiation induced) phenomenon, but may develop wherever water temperatures and flow are favourable, e.g., in the proximity of heated outfalls or lake outlets.

The second observation concerns the occurrence and migration of ripples through white ice. Recall that, because

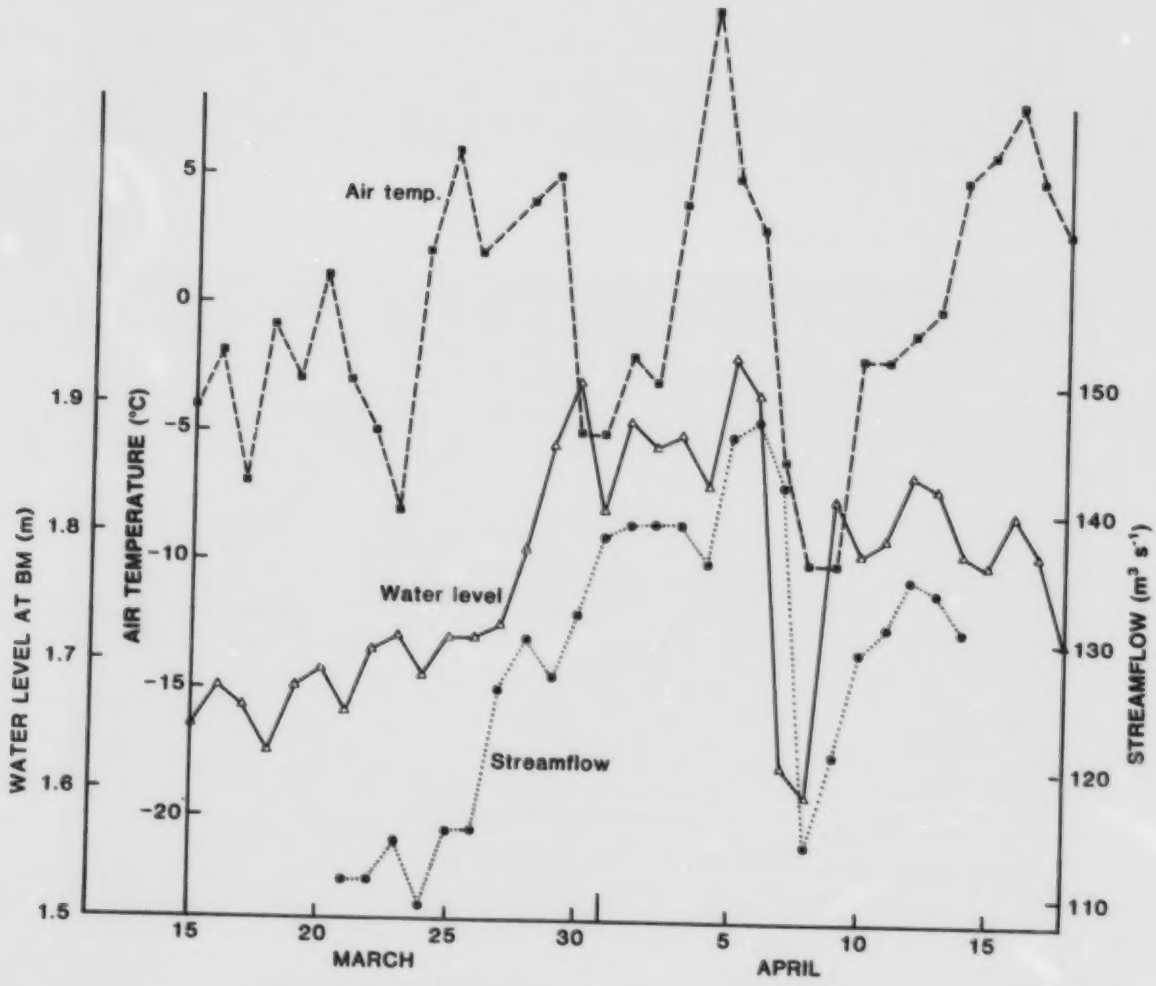


Figure 32. Water level, air temperature, and streamflow during breakup.

(a) Oblique view.

(b) Side view.

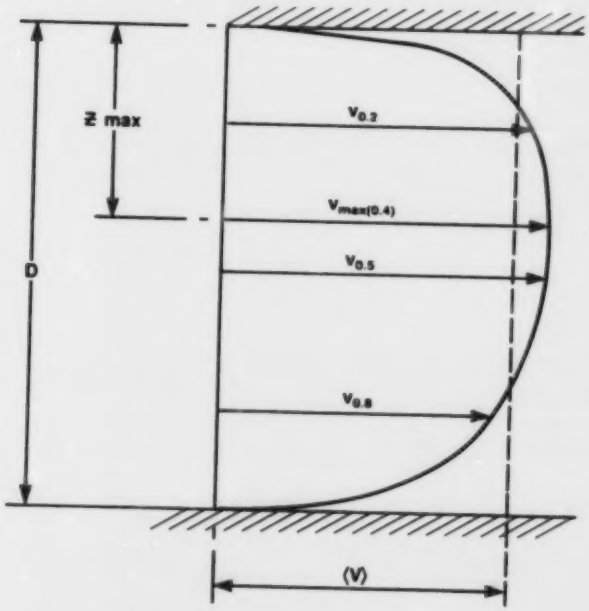
Figure 33. Oblique and side views of the underside of white ice at BM on April 21.

of midwinter flooding of the ice and snow cover and subsequent refreezing, the ice between M and AM was layered, with about 0.40 m of white ice overlying 0.40 m of black. That the development of ripples continues to be as much a characteristic feature at the base of melting white ice as well as black ice is shown in Figure 33. In black ice, the ripples were observed to migrate upwards at a rate of about 0.02 m d^{-1}; however, upon reaching the white ice, the migration rate increased to 0.40 m d^{-1}. In fact, the entire layer of white ice vanished in about one day.

The rapid ablation of white ice is a factor that can affect the safety of anyone crossing the ice. In one day the strength of the ice can practically disappear. Further, this occurs by melting from below, with absolutely no noticeable alteration of the ice surface to warn of change.

Analysis of Velocity Profiles

Here, we test a new method of stream gauging in ice-covered rivers that utilizes a single-point measurement of velocity at each vertical in the section.



CONVENTIONAL ESTIMATES:

IF D >0.75 m

$\langle V \rangle = (v_{0.2} + v_{0.8}) / 2$

IF D < 0.75 m

$\langle V \rangle = 0.88\ (v_{0.5})$

"486" METHOD

$\langle V \rangle = 0.86\ (v_{0.4})$

Figure 34. Velocity definitions used in the text and methods for estimating mean velocity.

We know from previous enquiry by other investigators and through the observations made during our own program that flow velocity is highly variable in both time and space. A practical problem that follows from this is how to obtain optimum estimates of streamflow from field measurements. To obtain an estimate of the mean velocity for flow under ice cover, the conventional method, used by the Water Survey of Canada, is to average the velocities at the 0.2 and 0.8 depths ($v_{0.2}$ and $v_{0.8}$) or, when the depth is less than 0.75 m, to multiply the velocity at the 0.5 depth ($v_{0.5}$) by the coefficient 0.88 (see Fig. 34). However, an analysis of velocity profiles obtained throughout the winter in 1983/84 (Alford and Carmack, 1987a) revealed that the 0.4 depth was both the mean depth of the maximum velocity and the depth of minimum variance in plots of normalized velocity versus normalized depth. Hence, seasonal changes in the shape of velocity curves associated with ice cover roughness (see Lau, 1982, for complete discussion) are minimized at this depth. This suggests that a single measurement of velocity, observed at the 0.4 depth and multiplied by an appropriate coefficient, can yield an accurate estimate of the mean velocity of the profile. Subsequently, a reevaluation of historical velocity profiles and of data obtained in the YISEX program was carried out. Through mathematical and graphical evaluation (see Papadakis *et al.*, 1987, for details), it was confirmed that the application of a coefficient of 0.86 to velocities observed at the 0.4 depth yielded a value very close to the mean velocity of the full profile. We refer to this as the "486" method, a summary of which is given below.

Basically, then, we will estimate the mean velocity at a given vertical, V, by an algebraic expression $V = R\ v_{max}$, where v_{max} is the maximum velocity. For operational purposes, it is necessary to specify the depth at which v_{max} is most likely to occur; this will be found as $Z_{max} = z_{max}/D$, the normalized depth of the velocity maximum (Fig. 34). Similarly, the coefficient R is the average ratio of the mean velocity to the maximum velocity, or $R = \langle V/v_{max} \rangle$, where the symbol <> is taken to be the average over a large number of vertical profile observations.

Data used in determining the coefficients for the above method are tabulated in Table 5. Ten or more measurements of velocity at each vertical have been fitted to the power-law described in Alford and Carmack (1987a). The first three columns give the location, date, and depth of the station. Column 4 shows whether or not a frazil dam was present. Column 5 lists the normalized depth of the maximum velocity z_{max}/D. Column 6 gives $v_{0.4}$, the velocity at the 0.4 depth, which we show below is the average depth of v_{max}. Column 7 gives the mean velocity V as obtained by numerical integration of the velocity profile; this is taken as the control estimate of the mean velocity. The ratio V/v_{max} is given in column 8.

Table 5. Analysis of Historical Data to Determine Parameters Used in the "486" Method

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Location	Date	Depth (m)	Ice conditions*	$\frac{z_{max}}{D}$ (m)	$v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	V ($m\,s^{-1}$)	$V/v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	$v_{2\&8}$ ($m\,s^{-1}$)	v_{486} ($m\,s^{-1}$)
Blue River	66-12-14	0.732	C	0.358	0.47	0.406	0.864	0.425	0.404
Blue River	66-12-14	0.732	C	0.331	0.68	0.553	0.813	0.585	0.585
Blue River	67-03-20	0.610	C	0.431	0.73	0.582	0.800	0.600	0.628
Coal River	66-12-10	1.067	C	0.582	0.82	0.645	0.787	0.605	0.705
Cottonwood River	66-12-15	0.732	C	0.388	0.85	0.705	0.829	0.740	0.731
Cottonwood River	66-12-15	0.671	C	0.311	0.87	0.717	0.824	0.755	0.748
Dease River	66-12-17	2.225	C	0.309	0.41	0.357	0.870	0.365	0.410
Dease River	67-03-15	1.341	C	0.267	0.36	0.302	0.839	0.300	0.461
Dease River	67-03-15	1.615	C	0.417	0.34	0.279	0.821	0.290	0.292
Dezadeash River	67-04-14	1.097	C	0.348	1.37	0.992	0.724	0.940	1.178
Frances River	66-12-06	1.676	C	0.598	0.48	0.374	0.779	0.375	0.413
Hyland River	66-12-09	1.494	C	0.303	1.14	0.951	0.834	0.950	0.980
Hyland River	66-12-09	2.012	C	0.259	1.09	0.881	0.808	0.820	0.937
Iskut River	67-01-18	1.920	C	0.585	0.21	0.181	0.862	0.180	0.181
Iskut River	67-01-18	1.829	C	0.528	0.20	0.152	0.760	0.155	0.172
Iskut River	67-03-15	1.920	C	0.484	0.23	0.214	0.930	0.230	0.198
Iskut River	67-01-13	1.829	C	0.465	0.92	0.805	0.875	0.820	0.791
Kechika River	66-12-08	1.219	C	0.300	1.19	0.978	0.822	1.000	1.023
Kechika River	66-12-08	1.585	C	0.285	1.06	0.885	0.835	0.890	0.912
Kechika River	67-03-17	1.036	C	0.388	1.05	0.883	0.841	0.905	0.903
Liard River at lower crossing	66-12-12	3.475	C	0.459	1.16	0.994	0.857	1.005	0.998
Liard River at lower crossing	66-12-12	3.261	C	0.431	1.12	0.930	0.830	0.930	0.963
Liard River at upper crossing	66-12-07	4.511	C	0.547	1.21	1.008	0.833	1.035	1.041
Liard River at upper crossing	67-03-21	3.353	C	0.490	0.48	0.409	0.852	0.430	0.413
Lubbock River	67-01-16	2.042	C	0.093	0.59	0.472	0.800	0.445	0.507
M'Clintock River	67-02-03	1.189	C	0.340	0.33	0.280	0.848	0.295	0.284
Stewart River at crossing	66-11-17	1.890	C	0.362	0.31	0.277	0.894	0.280	0.267
Stewart River at crossing	66-11-17	2.103	C	0.274	0.27	0.244	0.900	0.250	0.232
Stewart River at crossing	67-01-26	1.981	C	0.261	0.42	0.304	0.274	0.320	0.361
Stewart River at Mayo	66-11-16	3.780	C	0.484	0.16	0.140	0.875	0.140	0.138
Stewart River at Mayo	66-11-16	7.071	C	0.441	0.26	0.217	0.835	0.225	0.224
Stewart River at Mayo	67-01-27	5.608	C	0.097	0.14	0.100	0.714	0.100	0.120
Stewart River at mouth	64-04-16	2.865	C	0.260	0.31	0.277	0.894	0.270	0.270
Pelly River at Ross River	66-11-23	1.829	C	0.537	0.68	0.548	0.806	0.550	0.585
Pelly River at Ross River	66-11-23	2.103	C	0.335	0.78	0.693	0.890	0.715	0.671
Pelly River at Ross River	67-01-31	1.524	C	0.336	0.37	0.339	0.916	0.350	0.318
Pelly River at Ross River	67-01-31	1.219	C	0.696	0.36	0.345	0.958	0.335	0.310
Pelly River at crossing	67-01-25	1.402	C	0.289	0.86	0.686	0.798	0.715	0.740
Stikine River at Telegraph Creek	67-01-22	2.530	C	0.229	0.50	0.427	0.854	0.440	0.430
Stikine River at Telegraph Creek	67-01-22	2.530	C	0.266	0.59	0.521	0.883	0.560	0.507
Stikine River at Telegraph Creek	67-03-20	1.829	C	0.290	0.62	0.543	0.876	0.550	0.533
Stikine River at Telegraph Creek	67-03-20	2.225	C	0.322	0.68	0.603	0.887	0.615	0.585
Stikine River below Klappan River	67-01-19	1.646	C	0.293	0.81	0.718	0.886	0.745	0.697
Swift River	66-12-18	1.859	C	0.559	0.91	0.805	0.885	0.825	0.783
Swift River	66-12-18	2.713	C	0.706	0.68	0.593	0.872	9.635	0.585
Swift River	66-02-10	1.554	C	0.331	0.63	0.513	0.814	0.500	0.542
Swift River	66-02-10	0.975	C	0.284	0.67	0.521	0.778	0.565	0.576
Swift River	67-03-22	1.859	C	0.455	0.55	0.493	0.896	0.515	0.473

*Ice conditions: C = clear; F = frazil; U = unknown.

Table 5. Continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Location	Date	Depth (m)	Ice conditions*	$\frac{z_{max}}{D}$ (m)	$v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	V ($m\,s^{-1}$)	$V/v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	$v_{2\&8}$ ($m\,s^{-1}$)	v_{486} ($m\,s^{-1}$)
Teslin River	66-02-11	1.494	U	0.269	0.48	0.421	0.877	0.440	0.413
Teslin River	66-02-11	1.676	U	0.375	0.53	0.460	0.868	0.470	0.456
Teslin River	66-02-11	1.402	U	0.245	0.45	0.372	0.827	0.375	0.387
Watson River	66-11-30	0.640	C	0.239	0.37	0.321	0.868	0.320	0.318
Watson River	66-11-30	0.640	C	0.321	0.43	0.364	0.847	0.360	0.370
Watson River	67-04-05	0.457	C	0.265	0.39	0.322	0.826	0.340	0.335
Yukon River at Dawson	59-02-18	4.846	C	0.345	0.29	0.263	0.907	0.260	0.249
Yukon River at Dawson	60-02-16	4.328	U	0.618	0.56	0.501	0.895	0.500	0.482
Yukon River at Dawson	60-02-16	3.810	U	0.581	0.72	0.651	0.904	0.660	0.619
Yukon River at Dawson	60-02-16	3.261	U	0.511	0.78	0.694	0.890	0.715	0.671
Yukon River at Dawson	60-02-16	3.749	U	0.634	0.69	0.658	0.954	0.690	0.593
Yukon River at Dawson	63-04-09	6.858	U	0.470	0.52	0.468	0.900	0.520	0.447
Yukon River at Dawson	63-04-09	6.919	U	0.171	0.28	0.224	0.800	9.250	0.241
Yukon River at Hootalinqua	66-02-12	2.438	U	0.319	1.26	1.002	0.795	1.030	1.084
Yukon River at Hootalinqua	66-02-12	2.012	U	0.336	1.02	0.822	0.806	0.785	0.877
Yukon River at Hootalinqua	66-02-12	2.530	U	0.308	1.19	1.013	0.851	1.110	1.023
Yukon River at Whitehorse	67-02-15	3.597	C	0.317	0.48	0.420	0.875	0.425	0.413
Yukon River below White River	59-02-22	4.724	U	0.471	0.43	0.394	0.916	0.395	0.370
White River	67-04-25	2.377	U	0.536	0.66	0.572	0.867	9.575	0.568
Takhini River	66-12-27	1.219	C	0.436	0.74	0.649	0.877	0.650	0.636
Takhini River	66-11-14	3.018	C	0.528	0.61	0.553	0.907	0.535	0.525
Takhini River	66-11-15	2.377	C	0.573	0.60	0.514	0.857	0.550	0.516
Takhini River	66-11-15	2.591	C	0.531	0.47	0.390	0.830	0.425	0.404
Takhini River	66-11-16	2.377	C	0.547	0.67	0.542	0.810	0.560	0.576
Takhini River	66-11-16	2.530	C	0.605	0.52	0.455	0.875	0.505	0.447
Takhini River	66-11-17	2.530	C	0.557	0.64	0.569	0.889	0.585	0.550
Takhini River	66-11-18	2.530	C	0.532	0.70	0.609	0.870	0.640	0.602
Takhini River	66-11-18	2.377	C	0.643	0.45	0.448	0.996	0.485	0.387
Takhini River	66-11-19	2.804	C	0.500	0.70	0.603	0.861	0.630	0.602
Takhini River	66-11-22	1.920	C	0.575	0.48	0.397	0.827	0.450	0.413
Takhini River	67-02-08	1.372	C	0.486	0.47	0.434	0.923	0.450	0.404
Takhini River	56-03-27	0.610	C	0.323	0.57	0.482	0.846	0.500	0.490
Takhini River	65-12-28	1.097	C	0.275	0.66	0.571	0.865	0.550	0.568
Takhini River	65-12-28	1.219	C	0.329	0.70	0.568	0.811	0.575	0.602
Takhini River	65-12-28	1.280	C	0.441	0.71	0.590	0.831	0.615	0.611
Takhini River	65-12-28	0.518	C	0.359	0.45	0.380	0.844	0.380	0.387
Takhini River	65-12-28	0.914	C	0.262	0.59	0.497	0.842	0.500	0.507
Takhini River	67-02-09	0.914	C	0.262	0.78	0.687	0.881	0.695	0.671
Takhini River	67-02-02	0.823	C	0.358	0.60	0.557	0.928	0.580	0.516
Takhini River	67-02-07	0.975	C	0.295	0.57	0.480	0.842	0.480	0.490
Takhini River	67-01-28	0.884	C	0.216	0.60	0.530	0.883	0.550	0.516
Takhini River	67-01-28	0.823	C	0.235	0.59	0.503	0.853	0.510	0.507
Takhini River	67-01-04	1.097	C	0.351	0.75	0.657	0.876	0.600	0.645
Yukon River at Whitehorse (M)	83-12-14	2.62	F	0.464	1.02	0.877	0.859	0.840	0.877
Yukon River at Whitehorse (M)	83-12-14	4.51	F	0.530	1.01	0.894	0.885	0.970	0.869
Yukon River at Whitehorse (M)	83-12-14	3.47	F	0.436	1.19	1.054	0.885	1.075	1.023
Yukon River at Whitehorse (M)	84-01-06	3.05	F	0.337	1.39	1.142	0.822	1.155	1.195
Yukon River at Whitehorse (M)	84-01-06	3.9	F	0.282	1.36	1.207	0.888	1.240	1.170
Yukon River at Whitehorse (M)	84-01-06	3.96	F	0.461	1.16	0.978	0.843	0.980	0.998
Yukon River at Whitehorse (BM)	84-01-12	2.87	F	0.500	0.90	0.784	0.871	0.805	0.774
Yukon River at Whitehorse (AM)	84-01-23	4.45	F	0.295	0.88	0.762	0.866	0.765	0.757
Yukon River at Whitehorse (AM)	84-01-23	3.32	F	0.348	0.65	0.542	0.834	0.575	0.559
Yukon River at Whitehorse (AM)	84-01-23	3.2	F	0.252	0.97	0.786	0.810	0.795	0.834

Table 5. Continued

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Location	Date	Depth (m)	Ice conditions*	$\frac{z_{max}}{D}$ (m)	$v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	V ($m\,s^{-1}$)	$V/v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	$v_{2\&8}$ ($m\,s^{-1}$)	v_{486} ($m\,s^{-1}$)
Yukon River at Whitehorse (M)	84-02-07	2.74	F	0.225	1.23	1.129	0.918	1.170	1.058
Yukon River at Whitehorse (M)	84-02-07	3.51	F	0.333	1.29	1.193	0.925	1.195	1.109
Yukon River at Whitehorse (M)	84-03-01	3.08	F	0.360	1.24	1.062	0.856	1.050	1.066
Yukon River at Whitehorse (M)	84-03-01	3.35	F	0.316	1.27	1.077	0.848	1.090	1.092
Yukon River at Whitehorse (M)	84-03-01	2.04	F	0.448	1.05	0.799	0.760	0.855	0.903
Yukon River at Whitehorse (M)	84-03-08	2.87	F	0.448	1.00	0.853	0.853	0.870	0.860
Yukon River at Whitehorse (M)	84-03-14	3.66	F	0.521	1.01	0.898	0.889	0.925	0.869
Yukon River at Whitehorse (M)	84-03-14	3.29	F	0.494	0.97	0.816	0.841	0.810	0.834
Yukon River at Whitehorse (BM)	84-03-16	3.05	F	0.461	0.74	0.602	0.814	0.640	0.636
Yukon River at Whitehorse (BM)	85-12-12	3.719	F	0.284	1.25	1.129	0.903	1.135	1.075
Yukon River at Whitehorse (BM)	85-12-12	3.719	F	0.247	1.29	1.156	0.896	1.180	1.109
Yukon River at Whitehorse (BM)	85-12-20	3.658	F	0.276	1.22	1.111	0.911	1.200	1.049
Yukon River at Whitehorse (BM)	85-12-20	3.658	F	0.331	1.18	1.069	0.906	1.080	1.015
Yukon River at Whitehorse (BM)	86-01-06	3.444	F	0.332	1.09	1.041	0.955	1.100	0.937
Yukon River at Whitehorse (M)	85-12-23	3.078	F	0.404	1.27	1.111	0.875	1.105	1.092
Yukon River at Whitehorse (M)	85-12-23	3.078	F	0.393	1.26	1.105	0.877	1.145	1.084
Yukon River at Whitehorse (M)	85-12-23	3.078	F	0.376	1.34	1.150	0.858	1.165	1.152
Yukon River at Whitehorse (M)	86-01-14	2.957	F	0.473	1.17	1.099	0.939	1.115	1.006
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.313	1.52	1.306	0.859	1.390	1.307
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.394	1.59	1.341	0.843	1.395	1.367
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.373	1.51	1.313	0.870	1.330	1.299
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.409	1.56	1.322	0.847	1.310	1.342
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.543	0.83	0.696	0.839	0.675	0.719
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.537	0.87	0.735	0.844	0.735	0.748
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.543	0.91	0.778	0.855	0.770	0.783
Yukon River at Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.541	0.88	0.783	0.890	0.790	0.757
Yukon River at The Thirty Mile	85-02-22	3.200	C	0.630	0.19	1.137	0.955	1.175	1.023
Mean				0.396			0.858		
Std. dev.				0.125			0.047		

As shown in Table 5, the average depth at which the velocity maximum occurs is 0.40 (std. dev. = 0.12) of total depth, and the coefficient R = 0.86 (std. dev. = 0.05), supporting our earlier observations (Alford and Carmack, 1987a).

Columns 9 and 10 in Table 5 also give a comparison of mean velocity estimates obtained by numerical integration to those obtained by the "conventional" and "486" methods. The "486" method compares well with the control estimate of V.

Using the "486" method, a number of streamflow measurements were made during the winter of 1985/86, and the results were compared to simultaneous streamflows recorded at the Whitehorse Rapids hydro site and to measurements using the traditional (0.2 and 0.8) method. These results (Table 6) suggest the "486" method is well worth considering for survey work; it is not only operationally faster, it is at least equivalent in accuracy to the traditional method.

DISCUSSION

Observations of the freezing sequence of the Yukon River from Lake Laberge to Whitehorse (see also Carmack *et al.*, 1987) suggest a pattern representative of many northern rivers that are oriented in a north-south direction. The lower reach near Lake Laberge is dominated by the freezing in place of floes, due to the large amount of edge ice available upstream. Closer to the dam at Whitehorse, however, the supply of edge-derived floes is less, and the general pattern described in this report predominates.

Table 6. Verification of the "486" Method Using the Discharge at the Whitehorse Rapids Hydro Site as a Control

Date	Section	No. verticals per section	Streamflow ($m^3 s^{-1}$) At NCPC dam	"Conventional" method	"486" method	Percentage of difference to NCPC "Conventional"	"486"
85-11-18	Yukon at BM	13	152	154	153	1.3	0.6
85-11-25	Yukon at M	10	130	125	123	-3.8	-5.4
85-11-26	Yukon at BM	12	137	140	134	2.2	-2.2
85-12-02	Yukon at X1	11	130	125	–	-3.8	–
85-12-04	Yukon at BM	14	136	139	–	2.2	–
85-12-05	Yukon at X1	12	134	118	–	-11.9	–
85-12-06	Yukon at M	16	140	144	–	2.8	–
85-12-12	Yukon at BM	–	139	–	139	–	0
85-12-18	Yukon at M	16	141	144	141	2.1	0
85-12-20	Yukon at BM	–	–	–	–	–	–
85-12-23	Yukon at M	–	140	–	144	–	2.8
86-01-06	Yukon at BM	–	130	–	128	–	-1.5
86-01-08	Yukon at AM	20	134	137	137	2.2	2.2
86-01-10	Yukon at X1	16	131	124	128	-5.3	-2.3
86-01-14	Yukon at M	–	126	–	127	–	0.8
86-01-16	Yukon at BM	20	123	131	120	6.5	-2.4
86-02-04	Yukon at AM	20	117	125	119	6.8	1.7
86-02-05	Yukon at X1	23	118	–	115	–	-2.5
86-02-06	Big Salmon	25	–	21.0	21.4	–	–
86-02-10	Yukon at M	22	117	–	112	–	-4.3
86-02-12	Yukon at BM	22	117	–	115	–	-1.7
86-03-11	Yukon at M	24	110	–	110	–	-4.3
86-03-12	Yukon at BM	20	115	–	105	–	-8.6
86-03-21	Yukon at XI	26	100	–	110	–	0.9
86-03-24	Yukon at M	21	114	–	119	–	4.4
86-03-25	Yukon at BM	20	115	–	110	–	-4.0
86-04-04	Yukon at M	25	145	–	149	–	2.8
86-04-14	Yukon at BM	22	134	–	137	–	2.2

Table 7. Summary Comparison of the Winters of 1983/84, 1984/85, and 1985/86

Event	Winter 1983/84	1984/85	1985/86
Date of ice front at X4	–	–	Nov. 9
Date of ice front at BM	Dec. 4	Dec. 9	Nov. 11
Date of ice front at M	Dec. 9	Dec. 13	Nov. 17
Date of ice front at AM	Jan. 2	Dec. 29	Dec. 24
Date of ice front at X0	–	–	Jan. 28
Maximum ice thickness at M	1.0 m	0.7 m	1.0 m
Date of maximum ice thickness at M	Feb. 7	Mar. 19	Mar. 11
Maximum percentage area of frazil dam at M	41.6%	39.8 %	44%
Date of maximum percentage area of frazil dam at M	Dec. 14	Feb. 12	Nov. 25
Maximum water level at M	3.501 m	3.471 m	3.341m
Date of maximum water level at M	Dec. 9	Dec 16	Nov. 16
Maximum water level at AM	4.812 m	5.085 m	4.420 m
Date of maximum water level at AM	Jan. 1	Dec. 30	Dec. 4
Date of ice clear at depot	Mar. 22	Apr. 8	Apr. 17
Date of ice clear at AM	Mar. 23	Apr. 8	Apr. 18
Date of ice clear at M	Mar. 25	Apr. 10	Apr. 19
Date of ice clear at BM	Mar. 29	Apr. 12	Apr. 19
Snowfall from Nov. 1 to Mar. 31	0.724 m	1.672 m	127.6 m

Table 7 gives a summary comparison of the winters of 1983/84, 1984/85, and 1985/86. In general, the winter of 1985/86 was mild, but characterized by short duration extremes in both temperature and snowfall. In particular, at freeze-up air temperatures were below normal, while snowfall was two to three times above normal. Conversely, the midwinter period was characterized by higher than average temperatures and lower than normal snowfall. In the third year of study, the dates of freeze-up were nearly a month earlier than the previous year at BM and M, but only five days earlier at AM due to the period of warm weather that existed while the ice front moved from M to AM. Breakup was eight to ten days later due to the record low temperatures that occurred in early April.

Freeze-up jams and ice bridging can occur in the narrows at X4, at X0 near the depot, and immediately above the midchannel pier on the Robert Campbell Bridge. Ice bridging is a precursor of ice front formation and advance. In turn, the highest water levels occur during the time the ice front advances between M and AM; hence, this is a critical time for proper operation of the dam.

In general, ice front advance is most rapid above M, and relatively slow thereafter. Within this general pattern, however, the three years of study show that the rate of ice front advance can vary. This is partly due to differences in critical velocity at the front as conditioned by changes in surface slope; this velocity changes as frazil dams form and erode downstream. Hence, conditions determining whether a given floe will jam or submerge under the front are highly variable (see Michel, 1971).

Open leads may persist through winter at M and immediately below the bridge. While there were no extensive leads above the bridge that remained open during 1985/86, as in the previous winter, there were several areas of open water formed by jamming of irregular floes derived from the calving of edge ice during warm periods. For all three winters, and probably all winters, the water remained open from a point 350 m upstream from the bridge to the dam.

Breakup, while slightly increasing the hydraulic resistance of the reach, has little effect on water level.

Our observations on frazil dam structure lead us to believe that there are several types of frazil dams: some are influenced by stream geometry (i.e., bars, bends, narrows); some by velocity patterns (i.e., core velocity, eddies); and some by the roughness of the underside of the cover (i.e., projections, upended pans). Those predominantly influenced by stream geometry (e.g., the dam at Marwell) are likely to form at the same location each year and exhibit the same cross-sectional profile and area from year to year. Also, such dams appear to grow in size until the cover stabilizes (immediately after freeze-up) and then gradually erode to breakup. However, dams whose formation is precipitated by the highly irregular cover in the vicinity of an ice front, and thus in the path of the core velocity, appear to be subject to far more rapid erosion; the dam at X1 is an example.

There can be composite dams. Frazil may first accumulate under edge ice in the form of lateral deposition. Then, when the main channel is completely covered, midchannel or medial deposition may occur in the region where velocities are highest and the ice is roughest. In this case, the newly formed dam may cause the flow to bifurcate, thus affecting the conveyance capacity of the channel. Also, this deflection of the main flow may cause the older, lateral dam to erode.

Finally, we note that the "486" method, evaluated in this report, could significantly benefit those engaged in winter hydrometric surveys. The field time saved by taking a single measurement at each vertical station along a metering section could either result in considerable saving of time or, preferably, allow time for the placing of more closely spaced verticals. The former could be of importance in making better use of the available daylight hours for flying. The latter would allow better resolution of the horizontal current shear, better determination of the frazil dam cross-sectional area, and less chance of missing flow that may have been diverted into side channels. For example, it is not uncommon for frazil dams located upstream from the selected metering section to deflect the flow into channels that are anomalous with bed geometry.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to acknowledge the enthusiastic help of E. Marles and V. Chamberlain in the work of data collection and data reduction. Computer programming required for this analysis was done by R. Weigand, presently of SciTech Consultants Inc., Vancouver. Drafting and illustrating were ably done by B. Gordon of Gordon Enterprises, Vancouver.

We are also grateful to the staff at the Whitehorse Rapids hydro site for providing streamflow data, and to Arctic Diamond Drilling Ltd. in Marwell for allowing us daily passage through its property.

REFERENCES

Alford, M.E., and E.C. Carmack. 1987a. Observations on ice cover and streamflow in the Yukon River near Whitehorse during 1983/84. NHRI Pap. No. 32, Sci. Ser. No. 152, National Hydrology Research Institute, Inland Waters/Lands Directorate, Environment Canada, Saskatoon, Sask.

Alford, M.E., and E.C. Carmack. 1987b. Observations on ice cover and streamflow in the Yukon River near Whitehorse during 1984/85. NHRI Pap. No. 34, Sci. Ser. No. 155, National Hydrology Research Institute, Inland Waters/Lands Directorate, Environment Canada, Saskatoon, Sask.

Ashton, G.D., and J.F. Kennedy. 1972. Ripples on the underside of river ice covers. J. Hydraul. Eng., 98: 1603–24.

Carey, K.L. 1966. Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 550-B: 192–98.

Carmack, E.C., R.C. Wiegand, E.M. Marles, M.E. Alford, and V.A. Chamberlain. 1987. Physical limnology of an ice-covered lake with through-flow: Lake Laberge, Yukon Territory. NHRI Pap. No. 35, Sci. Ser. No. 157, National Hydrology Research Institute, Inland Waters/Lands Directorate, Environment Canada, Saskatoon, Sask.

Gilpin, R.R., T. Hirrata, and K.C. Cheng. 1980. Wave formation and heat transfer at an ice-water interface in the presence of a turbulent flow. J. Fluid Mech., 99: 619–40.

Lau, Y.L. 1982. Velocity distributions under floating covers. Can. J. Civ. Eng., 9: 76–83.

Martin, S. 1981. Frazil ice in rivers and oceans. Annu. Rev. Fluid Mech., 13: 379–97.

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Monograph 111-Bla, Hanover, N.H.

Osterkamp, T.E. 1978. Frazil ice formation: a review. J. Hydraul. Eng., 104: 1239–55.

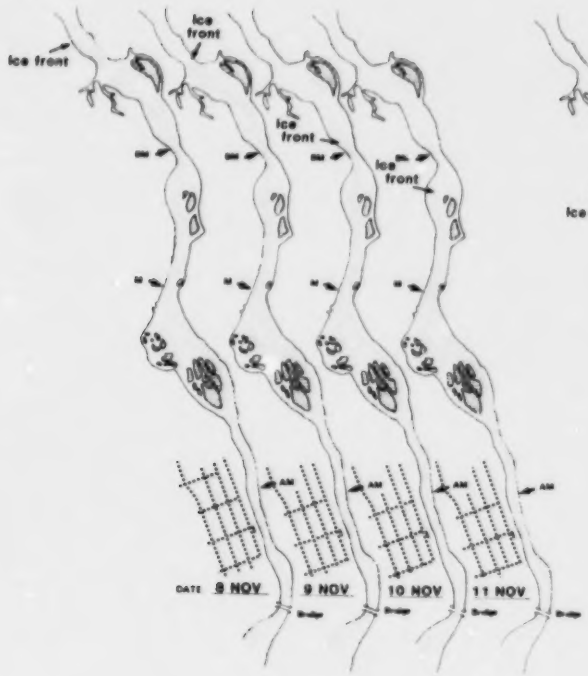
Osterkamp, T.E., and J.P. Gosink. 1983. Frazil ice formation and ice cover development in interior Alaska streams. Cold Reg. Sci. Technol., 8: 43–56.

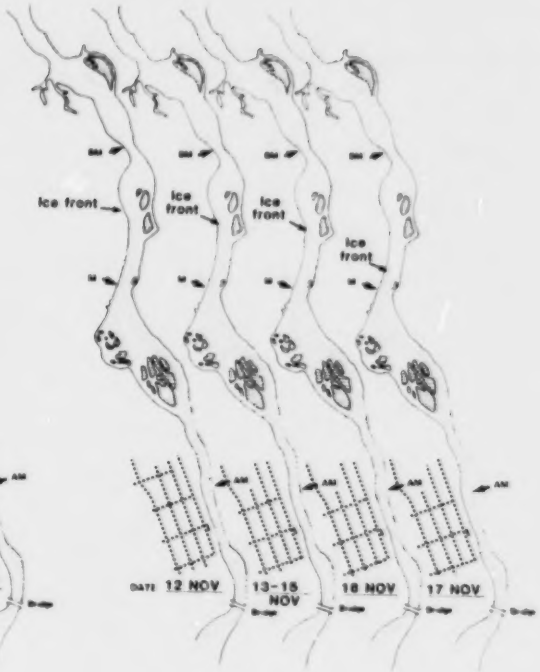
Papadakis, J.E., E.C. Carmack, and M.E. Alford. 1987. Velocity profiles under ice cover. In preparation.

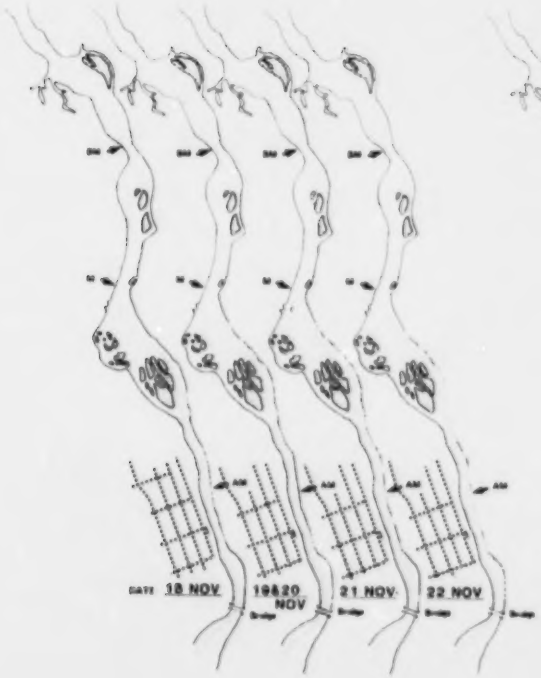
Tsang, G. 1982. Frazil and Anchor Ice. National Research Council Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa, Ont.

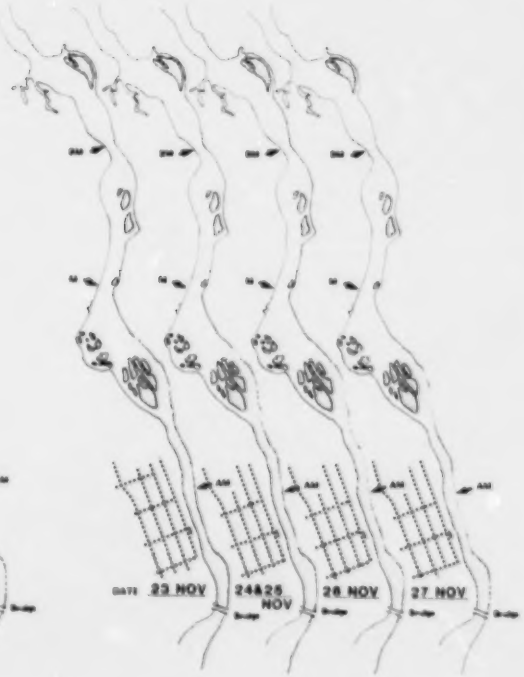
Appendix

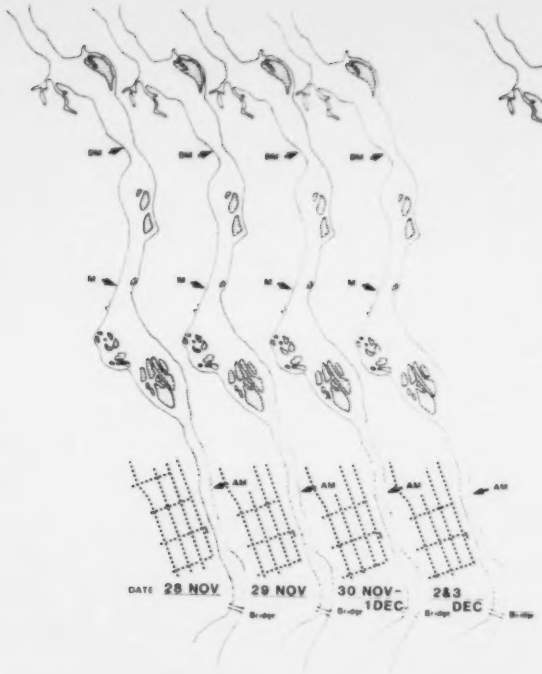
Maps Illustrating the Advance and Retreat of the Seasonal Ice Cover During 1985/86

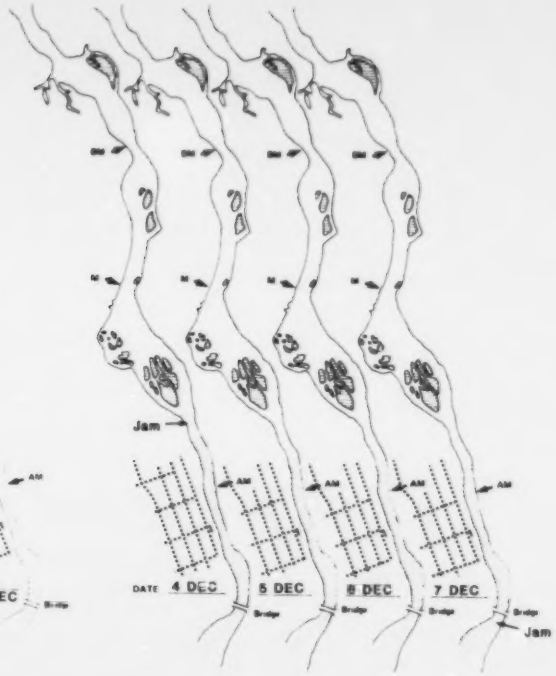

Ice front
Ice front
Ice front
Ice front
DATE 9 NOV
9 NOV
10 NOV
11 NOV

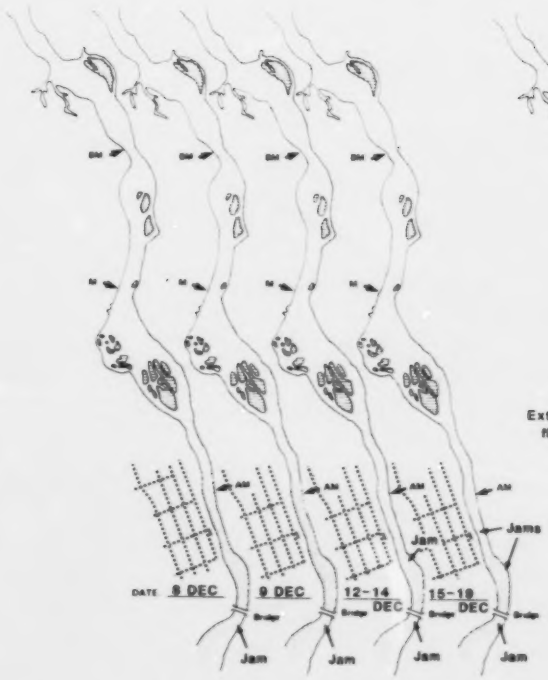

Ice front
Ice front
Ice front
Ice front
DATE 12 NOV
13-15 NOV
16 NOV
17 NOV

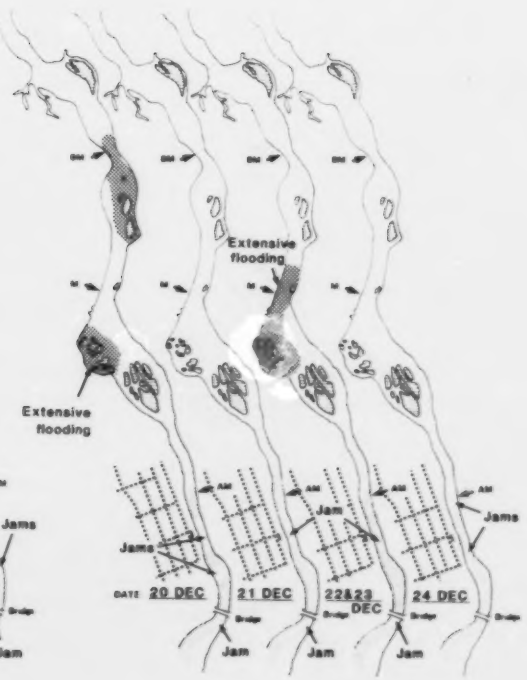

DATE 18 NOV
19&20 NOV
21 NOV
22 NOV

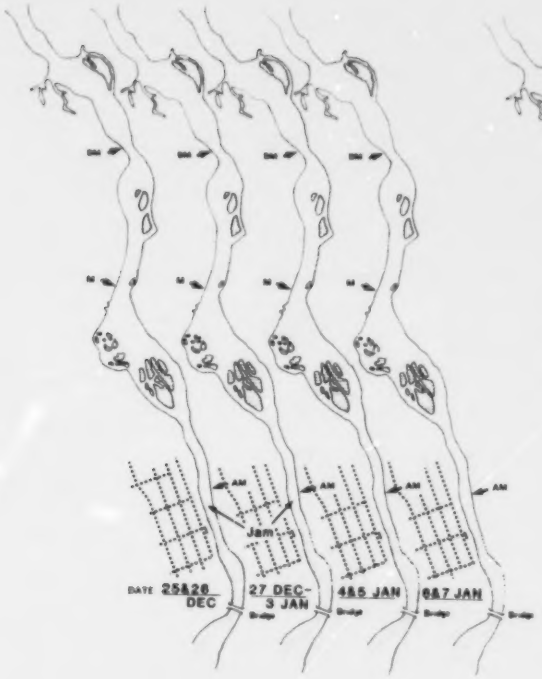

DATE 23 NOV
24&25 NOV
26 NOV
27 NOV

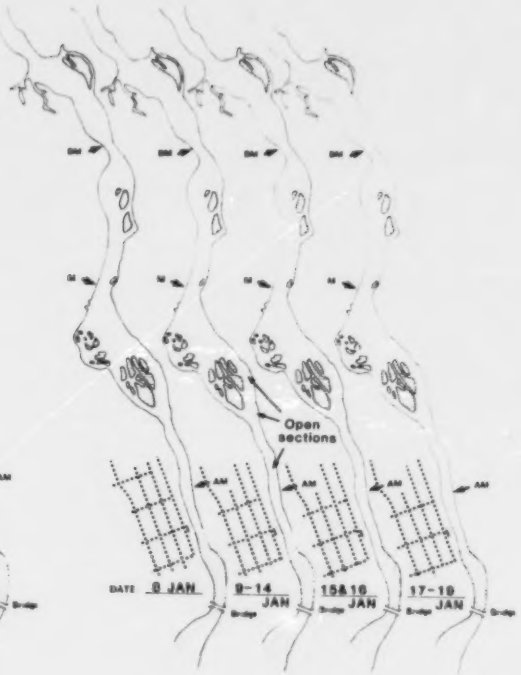

DATE 28 NOV
29 NOV
30 NOV-1DEC
2&3 DEC

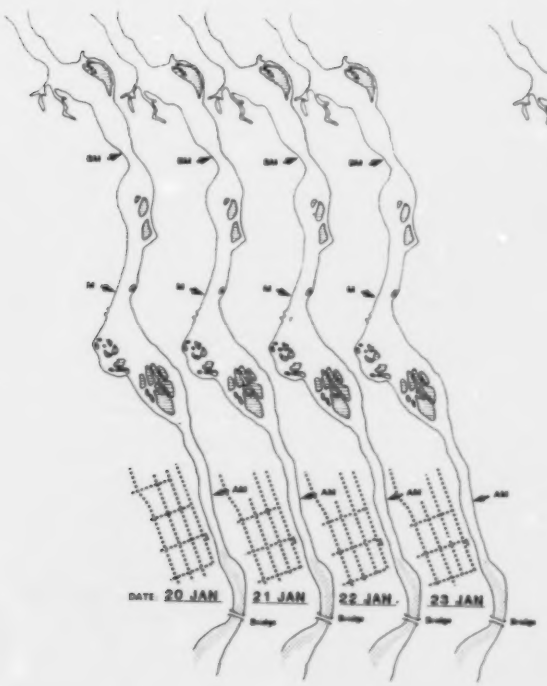
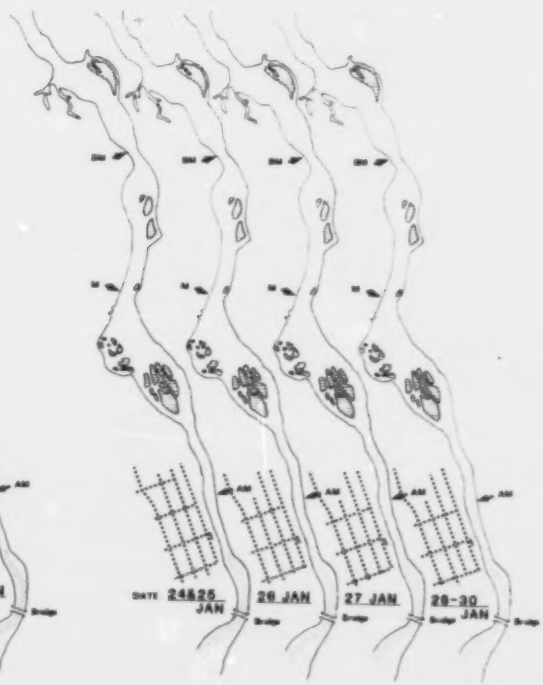

Jam
DATE 4 DEC
5 DEC
6 DEC
7 DEC
Jam

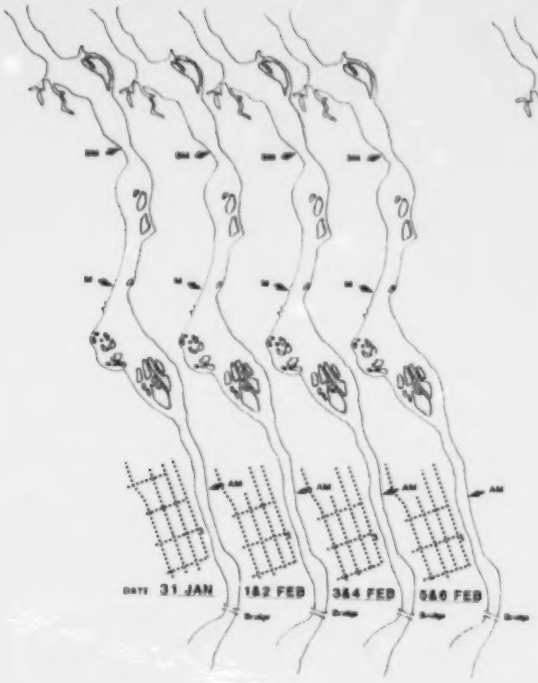

DATE 8 DEC
9 DEC
12-14 DEC
15-19 DEC
Jam
Jams
Jam
Jam
Jam
Jam

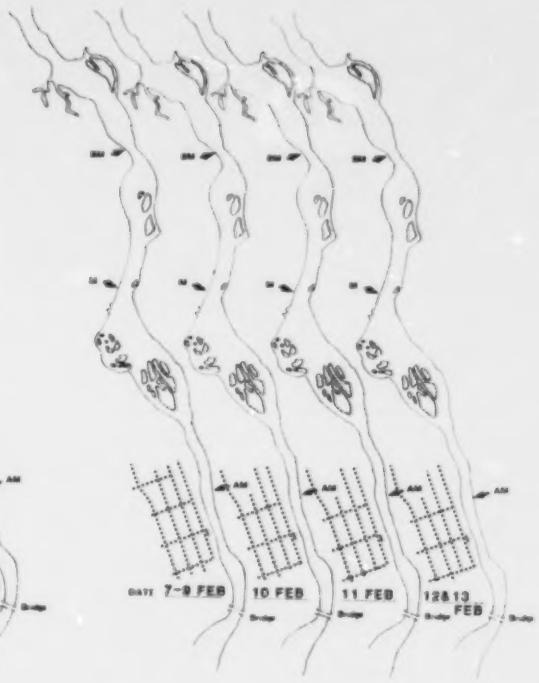

Extensive flooding
Extensive flooding
Jams
Jam
Jams
DATE 20 DEC
21 DEC
22&23 DEC
24 DEC
Jam
Jam
Jam
Jam

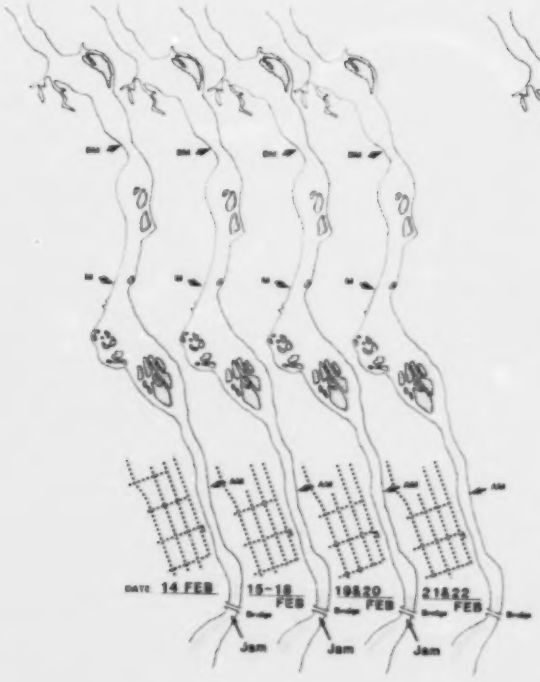

Jam's
DATE 25&26 DEC
27 DEC-3 JAN
4&5 JAN
6&7 JAN

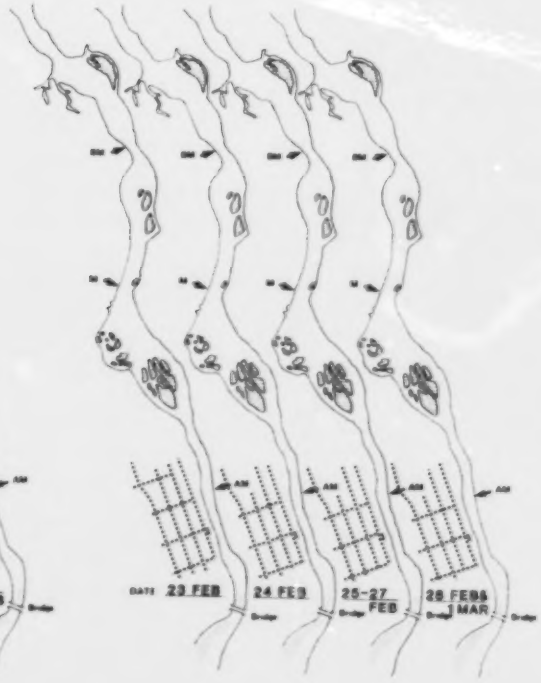

Open sections
DATE 8 JAN
9-14 JAN
15&16 JAN
17-19 JAN

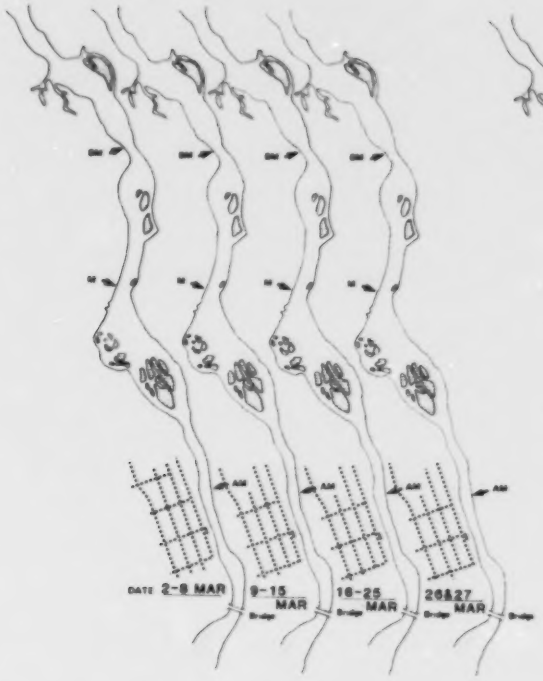

DATE 20 JAN
21 JAN
22 JAN
23 JAN

DATE 24&25 JAN
26 JAN
27 JAN
28-30 JAN

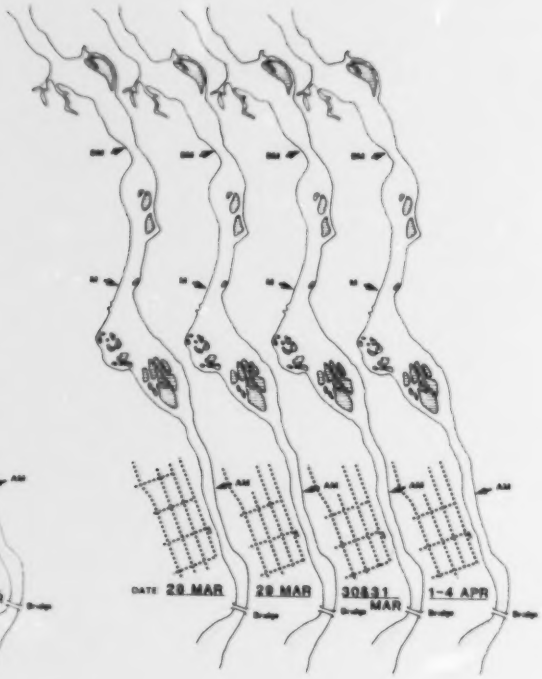

DATE 31 JAN
1&2 FEB
3&4 FEB
5&6 FEB

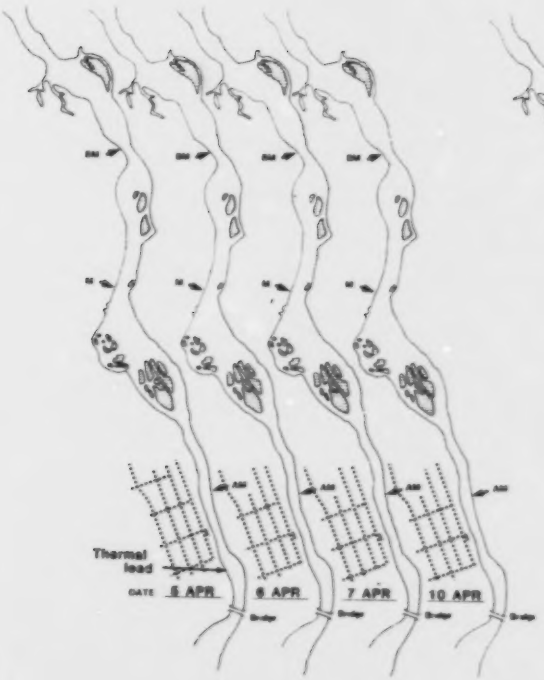

DATE 7-9 FEB
10 FEB
11 FEB
12&13 FEB

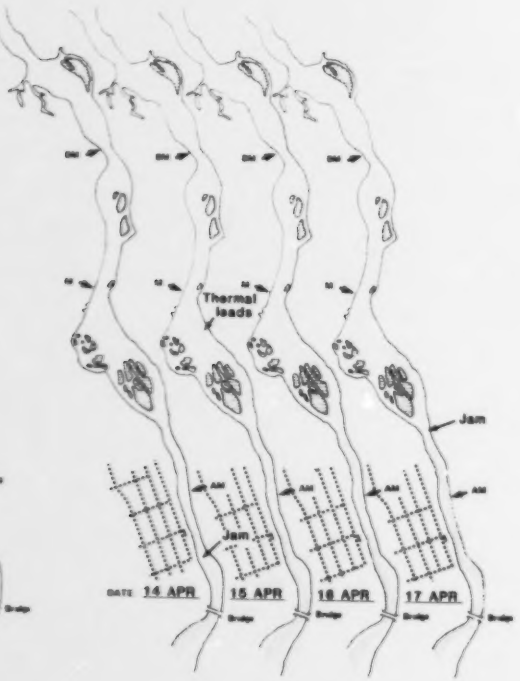

DATE 14 FEB
15-18 FEB
19&20 FEB
21&22 FEB
Jam
Jam
Jam

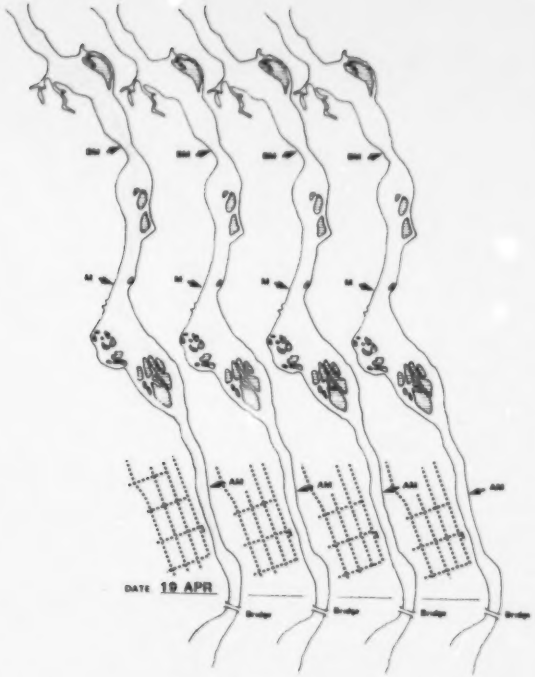

DATE 23 FEB
24 FEB
25-27 FEB
28 FEB& 1 MAR


DATE 2-8 MAR
9-15 MAR
16-25 MAR
26&27 MAR


DATE 28 MAR
29 MAR
30&31 MAR
1-4 APR


Thermal lead
DATE 5 APR
6 APR
7 APR
10 APR


Thermal leads
Jam
Jam
DATE 14 APR
15 APR
16 APR
17 APR


DATE 19 APR

Environnement Canada Environment Canada

Institut national de recherche en hydrologie

RAPPORT N° 40 DE L'INRH
ÉTUDE N° 162, SÉRIE SCIENTIFIQUE DE LA DGEI

Observations de la couverture de glace et de l'écoulement du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1985-1986

M.E. Alford* et E.C. Carmack†

*Anciennement à :
Division des relevés hydrologiques du Canada
Direction des ressources en eau
Direction générale des eaux intérieures
Région du Pacifique et du Yukon
Whitehorse (Yukon)

Adresse actuelle :
Yukon Expeditions
127 Alsek
Whitehorse (Yukon)

†Direction générale des eaux intérieures
Institut national de recherche en hydrologie
Centre national de recherche en hydrologie
Saskatoon (Saskatchewan)

Adresse actuelle :
Pêches et Océans Canada
Institut des sciences océaniques
9860 West Saanich Road
Sidney (Colombie-Britannique)

INRH

DIRECTION GÉNÉRALE DES EAUX INTÉRIEURES
INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
CENTRE NATIONAL DE RECHERCHE EN HYDROLOGIE
SASKATOON (SASKATCHEWAN) 1988
(Available in English on request)

Publié avec l'autorisation
du ministre de l'Environnement

© Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1988

N° de cat. En 36-502/162F

ISBN 0-662-95066-6

Table des matières

Page

RÉSUMÉ vi

ABSTRACT vii

INTRODUCTION 1
Zone de l'étude 1
Mesures 2

OBSERVATIONS ET COMPARAISONS 2
Météorologie et hydrologie 2
Distributions de la couverture de glace 3
Caractéristiques des barrages de frasil 9
Conditions hydrauliques 11

OBSERVATIONS EN RAPPORT AVEC LE PROCESSUS 14
Changements de la température de l'eau lors de l'englacement 14
Croissance de la lisière de glaces 15
Avancement de la bordure de glace 15
Formation de crêtes de glace 16
Analyse des profils de vitesses 23

DISCUSSION 27

REMERCIEMENTS 29

RÉFÉRENCES 29

ANNEXE. Cartes illustrant l'avance et le retrait de la couverture de glace saisonnière en 1985-1986 31

Tableaux

1. Comparaison des conditions météorologiques moyennes mensuelles pour les trois années de l'étude 2
2. Aire de la couverture de glace et volume de la glace pendant l'hiver 1985-1986 8
3. Comparaison de la durée de la couverture de glace à BM, M et AM pour chacune des trois années de l'étude 9
4. Valeurs quotidiennes de l'écoulement et du niveau de l'eau selon les données géodétiques, hiver 1985-1986 11
5. Analyse des données historiques pour déterminer les paramètres utilisés avec la méthode «486» 24
6. Vérification de la méthode «486» en utilisant l'écoulement de la centrale hydroélectrique des rapides de Whitehorse comme témoin 27
7. Résumé de la comparaison des hivers de 1983-1984, 1984-1985 et 1985-1986 28

Illustrations

Page

Figure 1. Zone de l'étude et emplacement des stations. 1
Figure 2. Température de l'air en fonction du temps 2
Figure 3. Pression barométrique en fonction du temps. 2
Figure 4. Écoulement en fonction du temps 3
Figure 5. Cartes de la couverture de glace pendant l'englacement. 3
Figure 6. Cartes de la couverture de glace pendant le milieu de l'hiver et à la débâcle. 3
Figure 7. Texture superficielle de la bordure de glace observée entre BM et M (16 novembre 1985). 4
Figure 8. Gros plan des plaquettes constituant la bordure de glace (16 novembre 1986) 4
Figure 9. Photographie illustrant le traîneau de mesure chauffé, sur le fleuve près de M, après débordement et regel de la glace inondée et de la couverture de glace (23 décembre 1985). 5
Figure 10. Crêtes observées sur la surface inférieure de la glace au barrage de glace en amont du pont Robert Campbell, pendant l'englacement (21 décembre 1985). 5
Figure 11. Photographie montrant une large plaque sur le point de se loger dans la bordure de glace immédiatement en amont de XO (11 février 1986). 6
Figure 12. Photographie montrant le blocage de plaques de glace en amont de la grande plaque illustrée dans la figure 11, et les zones avoisinantes d'eaux libres (16 février 1986) 6
Figure 13. Tracé de la superficie de la couverture de glace de X4 à la centrale, en fonction du temps 8
Figure 14. Tracé de l'épaisseur moyenne de la glace à M, en fonction du temps 9
Figure 15. Volume de glace estimé dans le bief en fonction du temps. 9
Figure 16. Profils des barrages de frasil à M, à des dates particulières 10
Figure 17. Profils des barrages de frasil à BM, à des dates particulières 10
Figure 18. Aire de la section transversale, en pourcentage du barrage de frasil à AM, M, BM et X1; température de l'air et pourcentage observé de la surface de frasil à X0 en fonction du temps 10
Figure 19. Profils des barrages de frasil à AM, à des dates particulières 10
Figure 20. Profils des barrages de frasil à X1, à des dates particulières. 11
Figure 21. Carte du dépôt des barrages de frasil dans le bief de l'étude 11
Figure 22. Schéma d'un barrage de frasil dans une section de 200 m de longueur, près de BM 13
Figure 23. Niveaux de l'eau en fonction du temps 14
Figure 24. Pentes de la surface en fonction du temps 14
Figure 25. Pentes de la surface dans le bief à des dates choisies 14
Figure 26. Position de la bordure de glace en fonction du niveau de l'eau à AM 14
Figure 27. Température de l'eau le long du bief pendant l'englacement. 15
Figure 28. Largeur de la lisière de glaces et température de l'air en fonction du temps 15
Figure 29. Comparaison de l'avancement du front de glace pendant les trois hivers de l'étude 16
Figure 30. Photographies montrant une vue plane de la surface inférieure des blocs de glace et montrant le développement progressif de crêtes de glace à des dates particulières 17

Illustrations (suite)

Page

Figure 31. Photographies montrant une vue latérale de la surface inférieure de blocs de glace présentant une transition d'une surface plane le 10 mars au moment de l'amplitude maximum des crêtes le 15 avril 20
Figure 32. Niveau de l'eau, température de l'air et écoulement de l'eau à la débâcle 21
Figure 33. Photographies montrant des vues obliques et latérales de la surface inférieure de la glace blanche à BM le 21 avril 22
Figure 34. Diagramme montrant les définitions des vitesses utilisées dans le texte, et méthodes destinées à l'évaluation de la vitesse moyenne. 23

Résumé

L'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) a été mise sur pied en vue d'améliorer les connaissances sur les processus physiques qui influent sur la couverture de glace dans les réseaux hydrographiques (lacs et cours d'eau) du Nord. Durant les hivers de 1983-1984 et de 1984-1985, on a étudié les conditions hydrauliques et le régime des glaces dans un tronçon de 4.3 km du fleuve Yukon à Whitehorse. Le présent rapport porte sur la troisième année (1985-1986) de l'étude. On y présente des données sur les conditions météorologiques et hydrologiques ainsi que sur les conditions des glaces; on y étudie les effets de conditions particulières (par exemple, chenaux, fronts de glace, dépôts de frasil et rides) sur les caractéristiques hydrauliques du fleuve, et on y introduit une nouvelle méthode de mesure du débit en hiver. Un résumé comparatif des conditions observées au cours des trois hivers d'étude est présenté.

L'hiver de 1985-1986 a été relativement doux, mais on a enregistré des extrêmes de courte durée en ce qui concerne la température et l'enneigement. Au moment de la prise de la glace, les températures de l'air étaient inférieures à la normale, tandis que l'enneigement était de deux à trois fois supérieur à la normale; au milieu de l'hiver, les températures de l'air étaient au-dessus de la normale, tandis que l'enneigement était inférieur à la normale; au moment de la débâcle, les températures de l'air étaient inférieures à la normale. Ces conditions météorologiques se sont traduites par une prise des glaces plus tôt que la normale, mais plus lente, par une débâcle plus tard que la normale et aussi par une progression très irrégulière du front de glace (principal processus de prise des glaces) dans le tronçon.

On a observé les mêmes caractéristiques spatiales pour la formation de la barrière de frasil que par les années passées, cette barrière occupant de 30 % à 40 % environ de la superficie de la section transversale du fleuve. Le dépôt à un endroit donné dépend de la vitesse d'écoulement, de la géométrie du cours d'eau et de la rugosité de la surface inférieure de la couverture de glace. En général, les barrières de frasil semblent atteindre leur dimension maximale immédiatement après la prise de la glace puis elles s'érodent graduellement vers le printemps.

En ce qui concerne la résistance hydraulique, le niveau de l'eau a augmenté rapidement à toutes les stations au moment de la prise des glaces, il a diminué graduellement au milieu de l'hiver puis il a baissé de façon marquée après la débâcle. La progression du front de glace est le principal processus qui influe sur le niveau de l'eau à un endroit donné. Des variations significatives de la pente de la ligne d'eau dans le tronçon, lesquelles étaient associées à des débordements, ont été observées au cours des périodes de temps doux.

Deux nouvelles caractéristiques des rides de glace (ondulations à l'interface glace-eau) ont été observées. Premièrement, ces rides peuvent se former n'importe quand au cours de l'hiver partout où les températures de l'eau augmentent au-dessus du point de congélation, par exemple près des exutoires des lacs et des réservoirs. Deuxièmement, les rides se propagent dans la glace blanche (de débordement) beaucoup plus rapidement que dans la glace noire (thermique) et, par conséquent, elles réduisent rapidement la résistance de la couverture de glace au moment de la débâcle.

Un examen des profils des vitesses d'écoulement a permis de confirmer des observations d'Alford et Carmack, qui montrent que dans les graphiques de la vitesse normalisée en fonction de la profondeur normalisée, la variance est minimale à une profondeur égale aux 4/10 de la profondeur totale, ce qui est également la profondeur où l'on trouve V_{max}. On a constaté que l'application d'un coefficient de 0.86 aux vitesses observées aux 4/10 de la profondeur donnait une valeur près de la vitesse moyenne pour tout le profil. À partir de cette constatation, on propose une nouvelle méthode (appelée méthode 486) pour le calcul de l'écoulement dans les cours d'eau recouverts de glace.

Abstract

The Yukon Ice Seasonality Experiment (YISEX) was initiated to obtain a better understanding of physical processes affecting the ice cover on northern lake and river systems. Subsequently, studies on the winter hydraulics and ice regime along a 4.3-km reach of the Yukon River at Whitehorse were carried out during the winters of 1983/84 and 1984/85. This report on the third year (1985/86) of the YISEX study documents meteorological, hydrological, and ice conditions, investigates the effects of specific ice conditions (e.g., leads, ice fronts, frazil deposits, and ice ripples) on river hydraulics, and introduces a new method for the measurement of river discharge in winter. A summary comparison of the three winters is presented.

The winter of 1985/86 was relatively mild, but marked by short-duration extremes in both temperature and snowfall. At freeze-up, air temperatures were below normal while snowfall was two to three times above normal; in midwinter, air temperatures were above normal and snowfall was below normal; at breakup, air temperatures were below normal. Because of these weather conditions, freeze-up was initiated earlier than normal, but took longer to complete. Breakup was later than normal. Also, the rate of ice front advance through the reach, the main process of freeze-up, was highly irregular.

Frazil dam formation followed the same spatial pattern as observed in earlier years, occupying about 30% to 40% of the cross-sectional area of the river. Deposition at a given site is influenced by velocity patterns, stream geometry, and the underside roughness of the ice cover. In general, frazil dams appear to reach maximum size immediately after freeze-up, and then to erode gradually toward spring.

In relation to the hydraulic resistance of the reach, water levels at all stations increased rapidly at freeze-up, declined gradually during midwinter, and fell sharply after breakup. Ice front advance was found to be the main process affecting water level at any given location. Significant variations in surface slope within the reach associated with overflow were observed during periods of mild weather.

Two new aspects of ice ripples (wavelike features at the ice/water interface) were noted. First, ripples may form at any time in winter wherever water temperatures rise above the freezing point, such as near the outlets of lakes and reservoirs. Second, ripples migrate through white (overflow) ice much faster than through black (thermal) ice, and thus rapidly reduce the strength of the ice cover during breakup.

An examination of velocity profiles confirmed earlier observations by Alford and Carmack that a point of minimum variance in plots of normalized velocity versus normalized depth existed at the 0.4 depth, which is also the depth of V_{max}. It was found that the application of a coefficient of 0.86 to velocities observed at the 0.4 depth yielded a value close to the mean velocity of the full profile. Using this information, a new method for computing streamflows in ice-covered rivers (called the "486" method) is proposed.

Observations de la couverture de glace et de l'écoulement du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1985-1986

M.E. Alford et E.C. Carmack

INTRODUCTION

Le but de l'Expérience de saisonnalité glacielle du Yukon (ESAGY) est d'acquérir une meilleure compréhension des processus influant sur la couverture de glace saisonnière des rivières et des lacs du nord du Canada. À cette fin, une étude sur les caractéristiques hydrauliques de la glace a été entreprise le long d'un bief de 4.3 km du fleuve Yukon près de Whitehorse au cours de l'hiver 1983-1984, et poursuivie en 1984-1985 (Alford et Carmack, 1987a, 1987b). Ce rapport signale les observations effectuées pendant le troisième hiver de l'étude (1985-1986), ainsi que les effets d'une séquence différente de profils météorologiques sur la formation de la couverture de glace.

Le présent rapport poursuit trois objectifs. Le premier est de renseigner sur les conditions météorologiques, hydrologiques et glacielles, plus particulièrement en rapport avec les profils d'englacement et de débâcle. Le deuxième objectif est d'attirer l'attention sur des processus qui semblent avoir un effet important sur les caractéristiques hydrauliques de ce fleuve, y compris la fermeture du chenal par suite de la croissance de la lisière de glaces, l'avancement de la bordure de glace, le dépôt de frasil ainsi que la formation de crêtes dans la glace. Le troisième objectif est de vérifier si des observations de vitesse en un seul point peuvent donner, avec un coefficient approprié, des évaluations de la vitesse verticale moyenne, qui soient conformes aux normes de précision établies par la Division des relevés hydrologiques du Canada. Parallèlement, des profils de vitesse supplémentaires ont été obtenus à l'appui des observations de 1983-1984 et 1984-1985; celles-ci ont permis d'identifier un point de variance minimum dans les profils de vitesses verticales.

Zone de l'étude

On a étudié le bief du fleuve Yukon près de Whitehorse, qui s'étend du pont Robert Campbell jusqu'aux gorges à 4.3 km en aval (figure 1). À cet endroit, le fleuve draine une superficie de 19 400 km^2, et son écoulement annuel moyen est de 240 $m^3 s^{-1}$.

À l'intérieur de ce bief, l'écoulement a été modifié par la construction de deux barrages en amont. Le premier, situé sous l'exutoire du lac Marsh, permet le stockage en amont. Le deuxième, situé aux rapides de Whitehorse, est la centrale hydroélectrique de la Commission hydroélectrique du Nord canadien (CHNC). Présentement, l'écoulement à Whitehorse est fonction des réglages combinés des deux barrages, qui dépendent eux-mêmes de limites structurales et établies par la loi. Plus particulièrement, le niveau de l'eau en aval du barrage du lac Schwatka doit être compris entre 653.34 et 652.27 m. La régulation de l'écoulement est particulièrement critique durant l'englacement, étant donné que c'est à ce moment-là que le bief de Whitehorse présente sa plus grande résistance à l'écoulement, et est par conséquent sujet à des inondations.

Figure 1. Zone de l'étude et emplacement des stations.

Mesures

Les niveaux de l'eau ont été enregistrés sur une base quotidienne à cinq stations (X0, AM, M, BM, et X4) pendant l'englacement, ainsi qu'aux quatre premières stations pendant tout l'hiver. Ces dernières stations étaient les mêmes que celles utilisées au cours des études précédentes. La station X0 a été rajoutée pour l'étude de 1985-1986 afin d'améliorer la couverture des observations du gradient du fleuve près du point de l'avancement maximum de la bordure de glace. Pour minimiser les problèmes d'échantillonnage associés à toutes variations diurnes du niveau de l'eau, on a tenté d'effectuer les lectures vers la même heure chaque jour.

À chacune des principales sections transversales indiquées ci-dessus, on a effectué des mesures de l'épaisseur de la glace, de l'accumulation de frasil, de l'aire de la coupe transversale ainsi que de la vitesse du courant à diverses époques au cours de l'hiver. Les techniques de mesures étaient les mêmes que celles décrites par Alford et Carmack (1987a). Toutefois, un traîneau à mesures plus léger et plus compact, chauffé par deux radiateurs Coleman modèle 519, a été conçu et utilisé avec beaucoup de succès pendant toute la saison.

Les valeurs quotidiennes de l'écoulement ont été obtenues pour la quantité totale d'eau traversant le barrage à la centrale hydroélectrique de la CHNC aux rapides de Whitehorse. La température de l'air et la pression barométrique ont été enregistrées à 07 : 00 à la résidence Alford à Riverdale, à environ 1 km du bief de l'étude, environ 10 m au-dessus du niveau de l'eau. De même, si on ne le mentionne pas, les données météorologiques ont été enregistrées par le Service de l'environnement atmosphérique de l'aéroport de Whitehorse, situé à environ 1 km du bief de l'étude et à environ 60 m au-dessus du niveau de l'eau.

On a pris des photographies des caractéristiques structurales des glaces au besoin. Pour observer les changements qui ont survenu sous la glace au cours du printemps, plusieurs blocs ont été extraits de la couverture, retournés et photographiés. En outre, des photos vidéos sous-marines des barrages de frasil ont été prises afin d'étudier les caractéristiques texturales de cet horizon et d'examiner le comportement actuel des compteurs à l'interface eau-slush.

OBSERVATIONS ET COMPARAISONS

Météorologie et hydrologie

Les figures 2 et 3 présentent la température de l'air et la pression barométrique en fonction du temps; le tableau 1 résume les conditions météorologiques moyennes

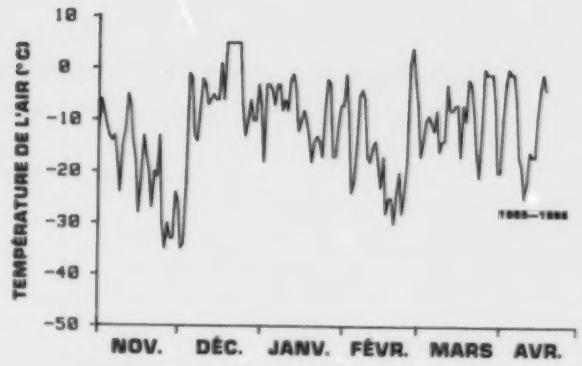


Figure 2. Température de l'air en fonction du temps.

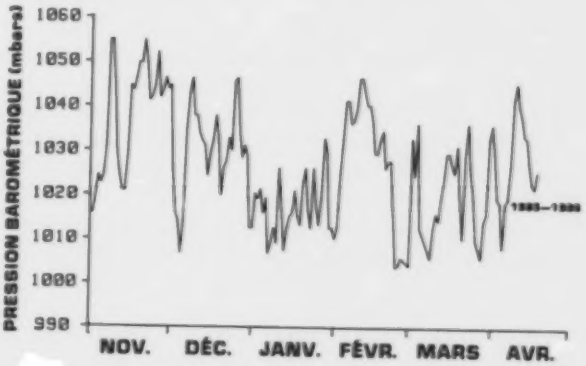


Figure 3. Pression barométrique en fonction du temps.

Tableau 1. Comparaison des conditions météorologiques moyennes mensuelles pour les trois années de l'étude

Mois	1983-1984	1984-1985	1985-1986
	Température mensuelle moyenne de l'air		
Nov.	-9.3	-10.5	-18.2
Déc.	-23.9	-18.2	-6.7
Janv.	-12.8	-4.7	-7.8
Févr.	-6.3	-18.2	-12.8
Mars	0.1	-6.1	-7.3
Avr.	2.6	-1.0	-4.5
Moyenne	-8.3	-9.8	-9.6
	Degrés-jours sous 0 °C par mois		
Nov.	-279	-315	-546
Déc.	-741	-564	-208
Janv.	-397	-146	-242
Févr.	-183	-510	-358
Mars	3	-189	-226
Avr.	78	-30	-135
	Chutes de neige par mois (cm)		
Nov.	5.0	19.8	24.0
Déc.	9.2	43.0	11.2
Janv.	32.4	43.2	24.8
Févr.	15.8	33.4	5.4
Mars	8.6	12.2	62.2
Avr.	1.4	15.6	28.6
Total	72.4	167.2	156.2

du mois. Des comparaisons avec des données antérieures (Alford et Carmack, 1987a, 1987b) indiquent que l'hiver de 1985-1986 a été notablement plus chaud que ceux des deux années précédentes. L'hiver a commencé avec des périodes de froid (-20 °C) en novembre, puis il y a eu réchauffement, plus particulièrement en décembre et début janvier. Ces températures douces anormales du début janvier ont entraîné un débordement considérable par-dessus la couverture de glace du bief. L'hiver de 1985-1986 a également présenté de très faibles périodes de froid intense. Ce n'est qu'à la fin novembre et qu'à la fin février que les températures ont atteint -30 °C.

La deuxième principale différence des conditions météorologiques était les importantes chutes de neige de mars 1986, qui atteignaient trois fois la valeur moyenne et constituaient un record pour ce mois depuis 30 ans.

La figure 4 indique l'écoulement en fonction du temps. L'écoulement de 1985-1986 était à la fois inférieur (de 10 % à 20 %) et moins variable que celui des deux années précédentes. Étant donné que l'écoulement peut être régularisé dans une plage très étroite par le barrage des rapides de Whitehorse, tout réglage effectué pour le changement de turbines, l'entretien ou l'étalonnage peut entraîner des fluctuations à court terme de l'écoulement. Pendant la période de 1985-1986, une nouvelle turbine (la quatrième roue) a été utilisée presque exclusivement, ce qui a permis d'obtenir un écoulement plus stable.

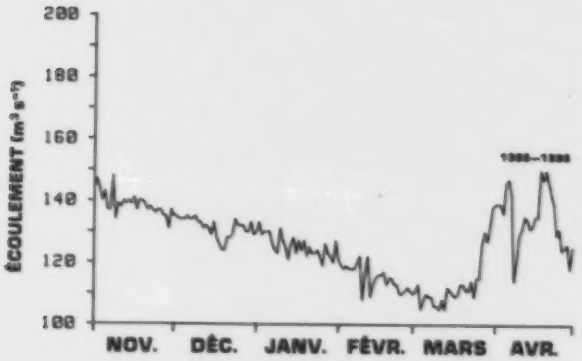


Figure 4. Écoulement en fonction du temps.

Distributions de la couverture de glace

La séquence d'englacement observée en 1985-1986 est résumée dans les figures 5 et 6 (voir également l'annexe). La lisière de glaces a commencé à se former dans des tronçons reculés du fleuve le 1er novembre. Une reconnaissance visuelle du Yukon entre le lac Upper Laberge et

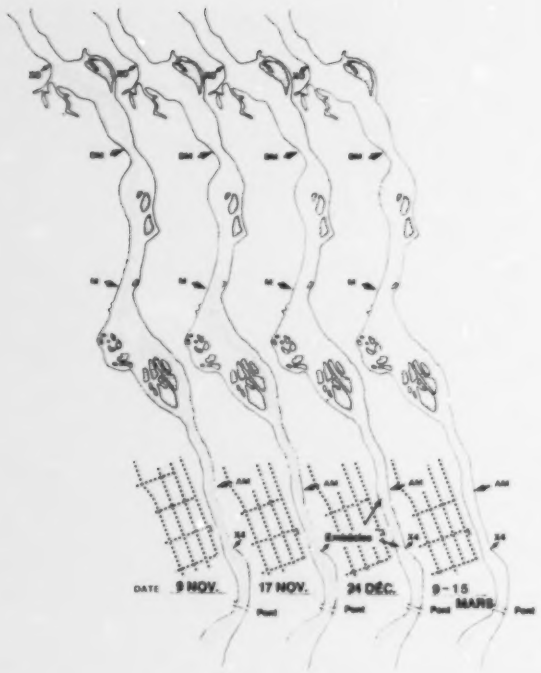


Figure 5. Cartes de la couverture de glace pendant l'englacement.

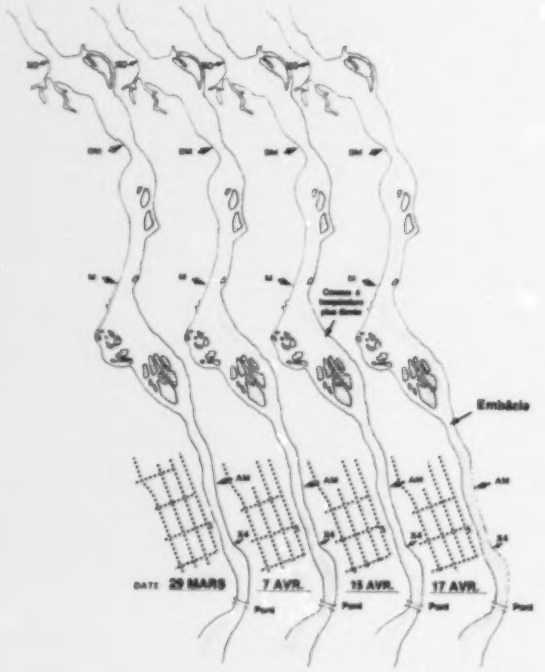


Figure 6. Cartes de la couverture de glace pendant le milieu de l'hiver et à la débâcle.

Figure 7. Texture superficielle de la bordure de glace observée entre BM et M (16 novembre 1985).

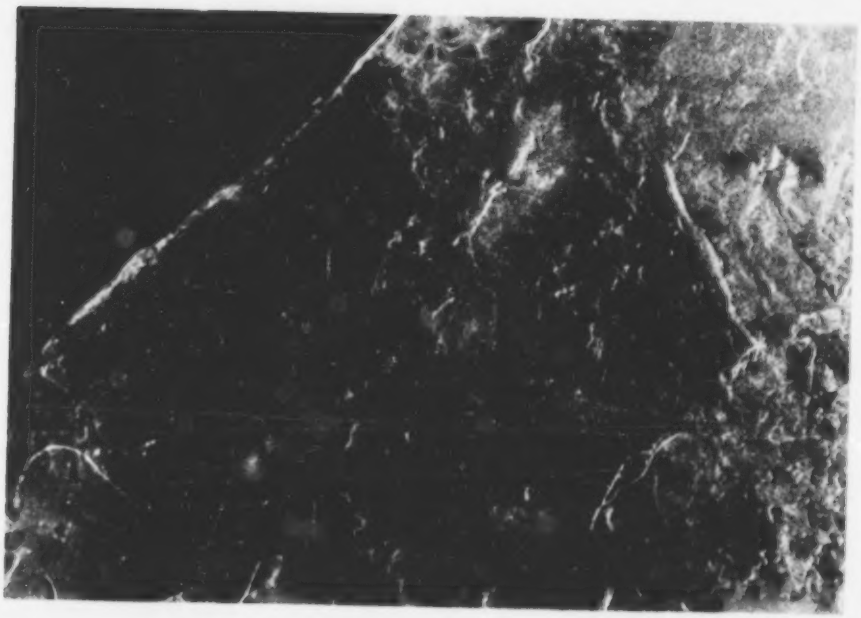


Figure 8. Gros plan des plaquettes constituant la bordure de glace (16 novembre 1986).

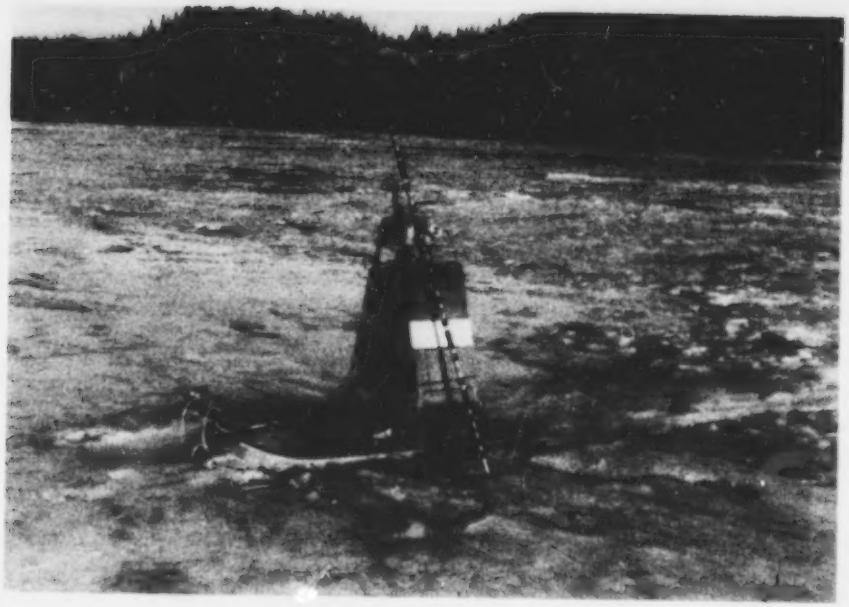


Figure 9. Photographie illustrant le traîneau de mesure chauffé, sur le fleuve près de M, après débordement et regel de la glace inondée et de la couverture de glace (23 décembre 1985).

Figure 10. Crêtes observées sur la surface inférieure de la glace au barrage de glace en amont du pont Robert Campbell, pendant l'englacement (21 décembre 1985).

Figure 11. Photographie montrant une large plaque sur le point de se loger dans la bordure de glace immédiatement en amont de X0 (11 février 1986).

Figure 12. Photographie montrant le blocage de plaques de glace en amont de la grande plaque illustrée dans la figure 11, et les zones avoisinantes d'eaux libres (16 février 1986).

Whitehorse le 7 novembre a révélé que la bordure de glace avait progressé jusqu'à un point situé à 1.3 km en aval de l'embouchure de la rivière Takhini, soit jusqu'à environ 14 km en aval du bief de l'étude. En ce moment, un pont de glace de 1.7 km traversait la rivière à l'embouchure de la Takhini, et de gros glaçons (30 à 50 m de diamètre) étaient entraînés par le fleuve. Le 9 novembre, la bordure de glace avait progressé jusqu'à X4.

En 1985, l'englacement du bief de l'étude était semblable à celui des années précédentes (voir Alford et Carmack, 1987a, 1987b), caractérisé par deux facteurs simultanés : d'une part la progression de la lisière de glaces vers l'intérieur formant un étroit canal le long du centre à écoulement rapide, et de l'autre l'avancement progressif vers l'amont de la bordure de glace par le dépôt à sa lisière frontale de glace de frasil, de glaçons et de floes. Puis, entre le 9 novembre et le 9 décembre, au cours d'un épisode de basses températures, de minces plaquettes de glace (épaisseur : 3 mm) ont été observées sur la surface libre restante; par la suite, la bordure de glace a avancé du point X4 jusqu'à un point à 150 m au-delà de AM, à la suite de l'agglomération régulière de ces plaquettes (figure 7). L'inspection de celles-ci a démontré qu'elles étaient elles-mêmes constituées d'une structure en mosaïque faite de plaquettes encore plus minces, présentant une structure écailleuse (figure 8). Cet assemblage de plaquettes se terminait au contact de la bordure de glace, où elles gelaient dans cette position pour donner naissance à une surface de glace très rugueuse.

Au cours de ce qui restait du mois de décembre et de la première partie du mois de janvier, alors que la température était anormalement élevée, une couverture de glace généralement plus pleine s'est développée entre les points M et AM, à la suite de la juxtaposition de grandes plaques de glace ayant déjà formé la lisière de glaces le long du bief en amont de X0.

À cause de la température exceptionnellement chaude de la mi-décembre et des trois dernières semaines de février, la couverture de glace pouvait être inondée. Cette inondation était due aux écoulements accrus ainsi qu'aux niveaux d'eau causés eux-mêmes par des températures de l'air plus douces, et à la présence de grandes plaques détachées de la lisière de glaces en amont. Par moment, ces plaques s'accumulaient sur la lisière de glaces et détournaient l'écoulement par-dessus la couverture de glace, entraînant ainsi un débordement. Alors, la hauteur du débordement pouvait atteindre jusqu'à 0.15 m, amenant la saturation de la couverture de neige et rendant difficiles les déplacements sur la glace. Le gel subséquent de l'eau de surface et de la neige saturée d'eau formait des couches additionnelles (d'environ 0.40 m) de ce qu'on appelle de la glace blanche, qui se superposaient par-dessus la couche de glace noire ou thermique (figure 9).

On a été surpris d'observer la présence de crêtes de glace au cours d'un englacement. Celles-ci ont été découvertes par un heureux hasard à l'envers d'une plaque de glace de lisière retournée, provenant du bief situé entre le barrage des rapides de Whitehorse et le pont Robert Campbell (figure 10). Alors que de telles caractéristiques sont très répandues lors de la débâcle, leur formation pendant l'englacement était inattendue; leur origine possible sera étudiée ci-dessous.

Le processus de l'avancement de la bordure de glace par l'empilement de grandes plaques provenant de la lisière de glaces en amont s'est poursuivi pendant une bonne partie de l'hiver (figure 11). À cause de la forme irrégulière de ces plaques, la couverture résultante comportait d'importants vides (figure 12).

L'avance maximale vers l'amont de la couverture continue était de 50 m en aval du pont Robert Campbell du 9 au 15 mars. Toutefois, les plaques s'appuyant contre le pilier unique du pont ont formé une couverture isolée qui, à son extension maximale, atteignait un point situé à 350 m en amont.

Les premiers signes de la débâcle à la fin de mars et au début d'avril étaient des cas de débordement aux deux bordures de glace et le long des lisières de la couverture. Vers le 9 avril, des canaux de fusion occupaient le bief en amont de M. Toutefois, entre le 8 et le 15 avril, des basses températures records ont ralenti le processus de la débâcle, de sorte que le bief n'a été libéré des glaces que le 22 avril. À cette date, il ne restait que la lisière de glaces et des glaces échouées le long du bief.

Des valeurs quotidiennes de superficie de couvertures de glaces ont été calculées à partir des cartes présentées à l'annexe. Ces données (figure 13, tableau 2) indiquent une période de croissance rapide à la mi-novembre, suivie par une augmentation beaucoup plus lente de recouvrement par la suite. À cause des températures anormalement basses durant les deux semaines d'avril, la courbe de la couverture de la glace en fonction du temps accuse une forte pente.

La figure 14 indique l'épaisseur moyenne de la glace à M en fonction du temps et la figure 15, le volume estimé de glaces à l'intérieur du tronçon, calculé comme étant le produit de la superficie recouverte de glace et de l'épaisseur moyenne de la glace à M. Ces deux courbes présentent des tendances semblables d'augmentation modérée pendant l'englacement, des conditions à l'équilibre au cours du milieu de l'hiver et des diminutions rapides mais intermittentes à la débâcle.

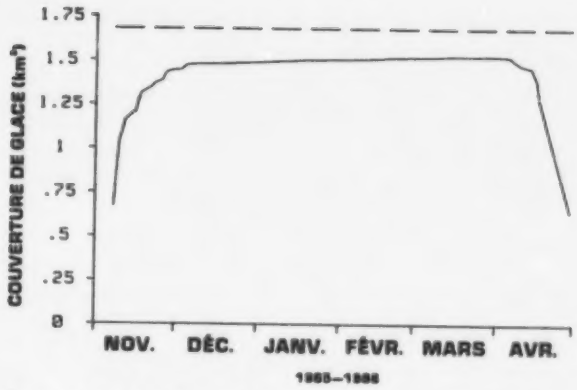


Figure 13. Tracé de la superficie de la couverture de glace de X4 à la centrale, en fonction du temps.

Tableau 2. Aire de la couverture de glace et volume de la glace pendant l'hiver 1985-1986

Date	AM à M			Barrage de la CHNC à X4		
	Libre (km^2)	Recouvert (km^2)	Couverture (%)	Libre (km^2)	Recouvert (km^2)	Couverture (%)
85-11-08	0.26	0.19	43	0.91	0.60	40
85-11-09	0.24	0.21	48	0.72	0.79	53
85-11-10	0.23	0.22	49	0.57	0.94	63
85-11-11		0.22	50		0.98	65
85-11-12		0.24	55		1.04	69
85-11-15		0.24	55		1.08	71
85-11-16		0.24	55		1.08	72
85-11-17		0.25	56		1.14	76
85-11-18		0.28	63		1.18	78
85-11-20		0.31	69		1.19	79
85-11-21		0.31	70		1.20	80
85-11-22		0.32	71		1.21	80
85-11-23		0.34	76		1.23	81
85-11-25		0.36	79		1.24	82
85-11-26		0.36	81		1.24	83
85-11-27		0.37	83		1.27	85
85-11-28		0.37	84		1.29	85
85-11-29		0.38	85		1.29	86
85-12-01		0.38	85		1.29	86
85-12-03		0.38	86		1.30	86
85-12-04		0.40	90		1.31	87
85-12-05		0.43	95		1.32	88
85-12-06		0.43	95		1.32	88
85-12-07		0.43	95		1.32	88
85-12-08		0.43	97		1.32	88
85-12-10		0.43	97		1.32	88
85-12-14		0.44	98		1.32	88
85-12-19		0.44	99		1.33	88
85-12-20		0.44	99		1.33	88
85-12-21		0.44	99		1.33	88

Tableau 2. (Suite)

Date	AM à M			Barrage de la CHNC à X4		
	Libre (km^2)	Recouvert (km^2)	Couverture (%)	Libre (km^2)	Recouvert (km^2)	Couverture (%)
85-12-23		0.44	99		1.33	88
85-12-24		0.44	99		1.33	88
85-12-26		0.45	100		1.33	88
86-01-03		0.45	100		1.33	89
86-01-05		0.45	100		1.34	89
86-01-07		0.45	100		1.34	89
86-01-08		0.45	100		1.34	89
86-01-14		0.45	100		1.34	89
86-01-15		0.45	100		1.34	89
86-01-19		0.45	100		1.35	90
86-01-20		0.45	100		1.35	90
86-01-21		0.45	100		1.35	90
86-01-22		0.45	100		1.35	90
86-01-23		0.45	100		1.35	90
86-01-25		0.45	100		1.35	90
86-01-26		0.45	100		1.35	90
86-01-27		0.45	100		1.35	90
86-01-30		0.45	100		1.35	90
86-01-31		0.45	100		1.35	90
86-02-02		0.45	100		1.35	90
86-02-04		0.45	100		1.35	90
86-02-06		0.45	100		1.35	90
86-02-09		0.45	100		1.35	90
86-02-10		0.45	100		1.35	90
86-02-11		0.45	100		1.35	90
86-02-13		0.45	100		1.35	90
86-02-14		0.45	100		1.35	90
86-02-18		0.45	100		1.36	90
86-02-20		0.45	100		1.36	90
86-02-22		0.45	100		1.36	90
86-02-23		0.45	100		1.36	90
86-02-24		0.45	100		1.36	90
86-02-27		0.45	100		1.36	90
86-03-01		0.45	100		1.36	90
86-03-08		0.45	100		1.36	91
86-03-15		0.45	100		1.37	91
86-03-25		0.45	100		1.37	91
86-03-27		0.45	100		1.37	91
86-03-28		0.45	100		1.37	91
86-03-29		0.45	100		1.37	91
86-03-30		0.45	100		1.37	91
86-04-04		0.45	100		1.37	91
86-04-05		0.45	100		1.36	91
86-04-06		0.45	100		1.36	90
86-04-07		0.43	96		1.35	90
86-04-10		0.41	92		1.32	88
86-04-14		0.41	91		1.31	87
86-04-15		0.39	86		1.27	85
86-04-16		0.34	77		1.25	83
86-04-17		0.32	71		1.15	76
86-04-29		0.28	62		0.58	38

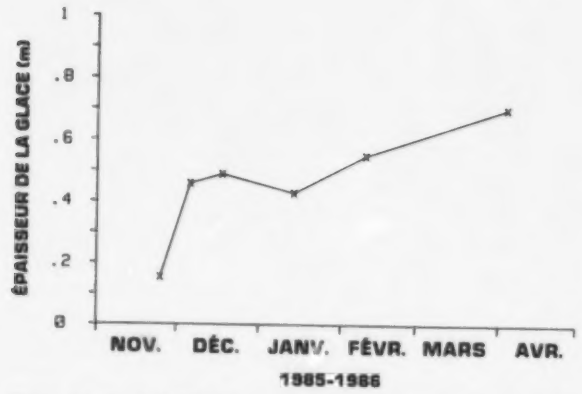


Figure 14. Tracé de l'épaisseur moyenne de la glace à M, en fonction du temps.

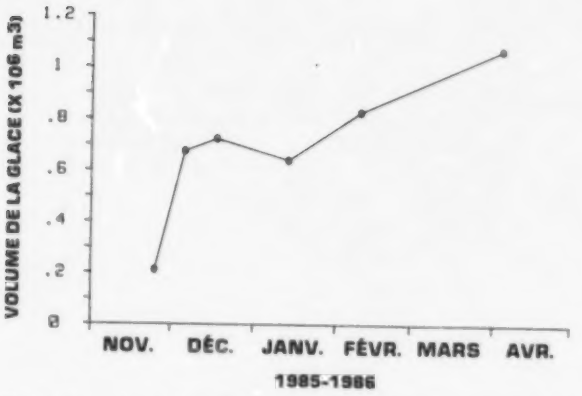


Figure 15. Volume de glace estimé dans le bief en fonction du temps.

On trouvera dans le tableau 3 une comparaison des dates d'englacement et de débâcle, ainsi que la durée de la couverture continue à chacune des sections primaires pour chacune des trois années de l'étude. En général, un englacement précoce en 1985-1986, combiné à des températures douces responsables d'épisodes de débordements et de formation de glace blanche, ont fait que la couverture de glace a été plus mince de 0.25 m environ que celle observée en 1984-1985, mais semblable à celle de l'hiver 1983-1984. Même si l'hiver de 1985-1986 était le moins rigoureux des trois hivers, il était caractérisé par une plus longue durée de couverture de glace. Ceci démontre que les conditions météorologiques prévalant au cours des périodes critiques de l'englacement et de la débâcle sont celles qui sont responsables de la durée de la couverture de glace.

Caractéristiques des barrages de frasil

Les barrages de frasil sont définis comme étant une accumulation de particules de glace de frasil (slush) qui se retrouvent sous la couverture de glace. On croit que le frasil se forme dans les eaux libres turbulentes en amont de la couverture de glace stable pendant des périodes de refroidissement intense (Osterkamp, 1978; Martin, 1981; Tsang, 1982; Osterkamp et Gosink, 1983). Le fait que le frasil adhère ou non à un emplacement donné dépend de la vitesse de l'écoulement, de la rugosité de la couverture de glace et de l'état inhérent de viscosité du frasil.

Le barrage de frasil à Marwell a été décrit dans des rapports précédents (Alford et Carmack, 1987a, 1987b), où nous avons noté que le barrage semblait se former chaque année et que la forme de base du barrage était constante d'une année à l'autre. Nous avons également observé que la surface de la coupe transversale du barrage semblait atteindre un maximum immédiatement après l'englacement, pour diminuer ensuite, d'abord lentement au milieu de l'hiver, puis rapidement juste avant la débâcle.

Les figures 16 et 17 indiquent des changements dans les horizons de glaces ou de frasil observés à M et BM. La figure 18 illustre la coupe transversale du barrage à chaque section en fonction du temps. Ces mesures présentent un profil de croissance et de diminution semblable à ceux observés en 1983-1984 et en 1984-1985.

On a obtenu des profils supplémentaires de barrages de frasil à AM et X1 (figures 19 et 20). Le profil X1 est très intéressant, parce qu'il illustre les changements rapides qui peuvent survenir dans le voisinage d'une bordure de glace.

Tableau 3. Comparaison de la durée de la couverture de glace à BM, M et AM pour chacune des trois années de l'étude

	1983-1984			1984-1985			1985-1986		
Station	Englacement	Débâcle	Jours	Englacement	Débâcle	Jours	Englacement	Débâcle	Jours
BM	4 déc.	29 mars	115	9 déc.	12 avr.	124	11 nov.	22 avr.	162
M	9 déc.	25 mars	106	13 déc.	10 avr.	118	17 nov.	19 avr.	153
AM	2 janv.	23 mars	80	29 déc.	8 avr.	100	24 déc.	18 avr.	115

La bordure de glace qui avance avait atteint le voisinage de X1 le 28 novembre. Le premier profil, qui a été obtenu le 2 décembre quand la bordure de glace n'était qu'à 150 m en amont et l'épaisseur de la glace, de seulement 0.2 m, indique le plus grand volume de dépôts de frasil, ce qui montre la rapidité avec laquelle de telles formations peuvent être édifiées. Ce qui est le plus remarquable dans les profils subséquents, c'est l'érosion rapide qui a eu lieu à X1 par rapport au barrage relativement stable de frasil situé à d'autres sections.

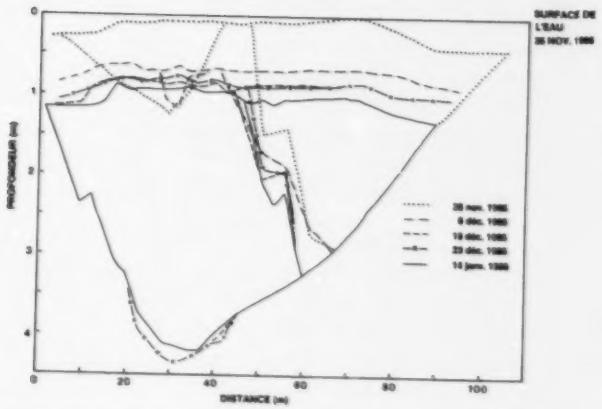


Figure 16. Profils des barrages de frasil à M, à des dates particulières.

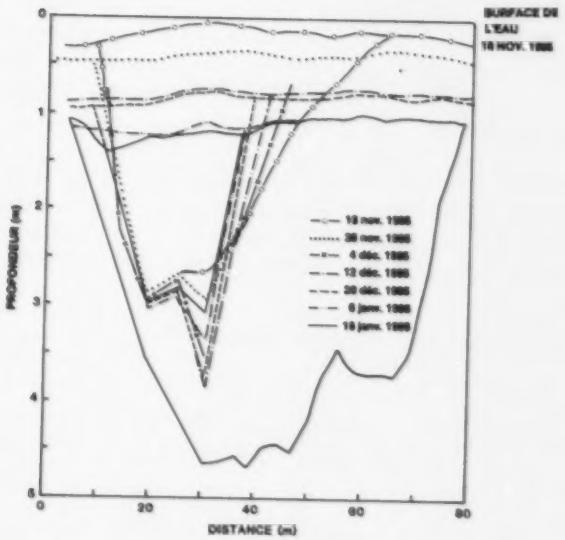


Figure 17. Profils des barrages de frasil à BM, à des dates particulières.

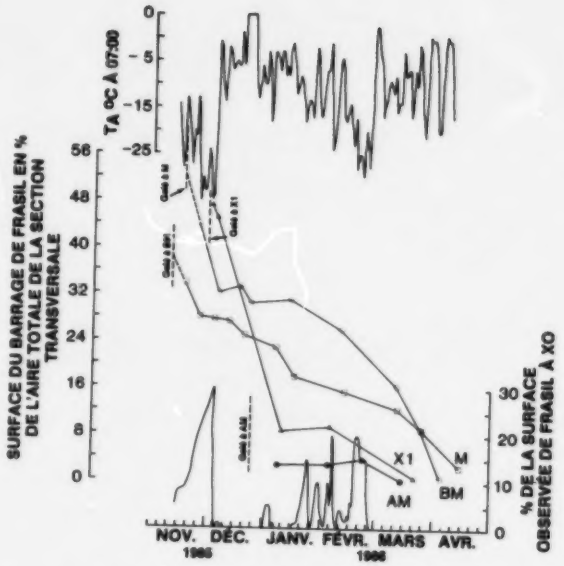


Figure 18. Aire de la section transversale, en pourcentage du barrage de frasil à AM, M, BM et X1; température de l'air et pourcentage observé de la surface de frasil à X0 en fonction du temps. (T_a désigne la température de l'air.)

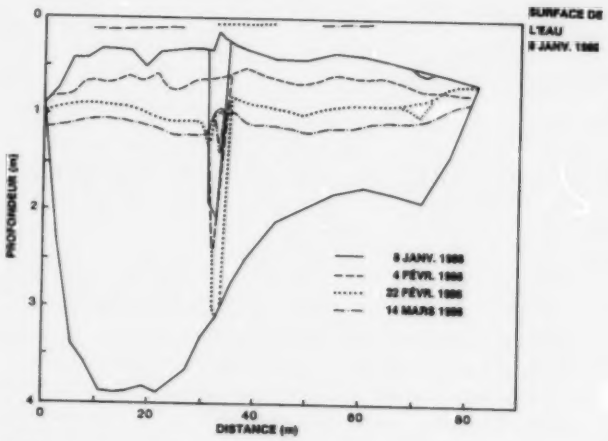


Figure 19. Profils des barrages de frasil à AM, à des dates particulières.

Une carte résumant la distribution des barrages de frasil est présentée à la figure 21. Ces données montrent que la barrage est continu le long du tronçon, qu'il occupe un volume approximativement égal à celui des glaces feuilletées, et qu'il est réparti d'un côté ou de l'autre de l'axe de zone d'écoulement maximum définie comme la zone d'écoulement rapide. Un croquis (figure 22) indique la distribution complexe d'un barrage de frasil par rapport à la géométrie du canal dans le voisinage de BM.

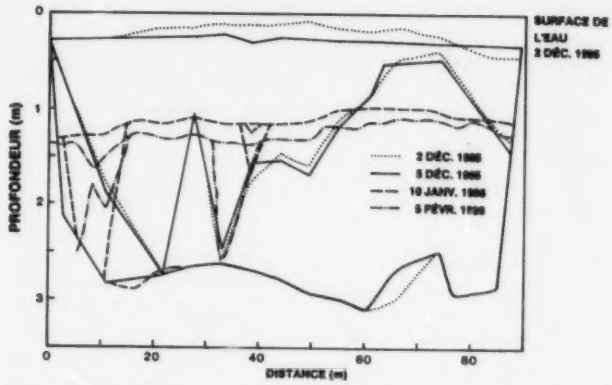
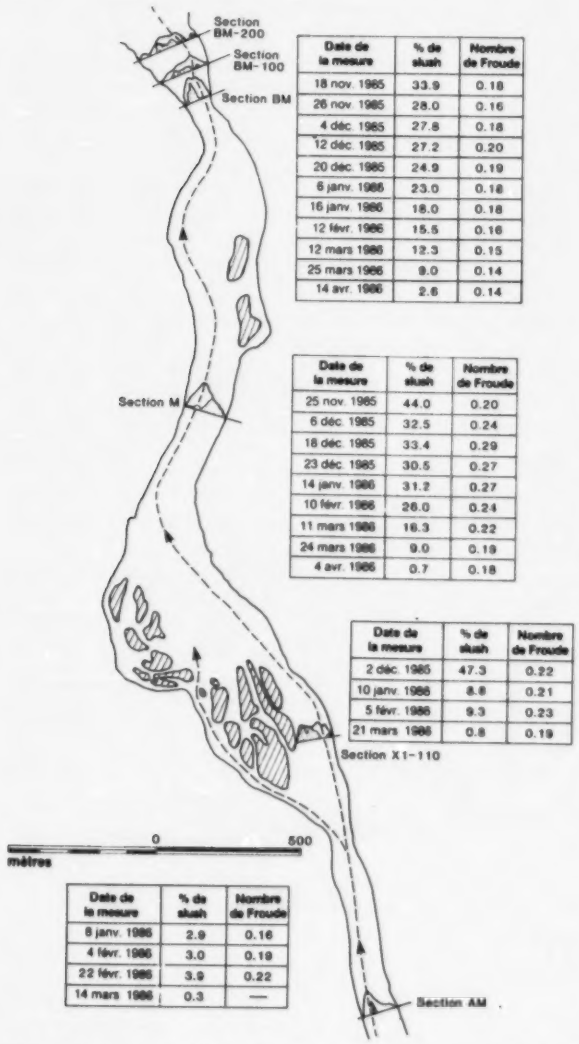


Figure 20. Profils des barrages de frasil à X1, à des dates particulières.



Date de la mesure	% de slush	Nombre de Froude
18 nov. 1985	33.9	0.18
26 nov. 1985	28.0	0.16
4 déc. 1985	27.8	0.18
12 déc. 1985	27.2	0.20
20 déc. 1985	24.9	0.19
6 janv. 1986	23.0	0.18
16 janv. 1986	18.0	0.18
12 févr. 1986	15.5	0.16
12 mars 1986	12.3	0.15
25 mars 1986	9.0	0.14
14 avr. 1986	2.6	0.14

Date de la mesure	% de slush	Nombre de Froude
25 nov. 1985	44.0	0.20
6 déc. 1985	32.5	0.24
18 déc. 1985	33.4	0.29
23 déc. 1985	30.5	0.27
14 janv. 1986	31.2	0.27
10 févr. 1986	26.0	0.24
11 mars 1986	16.3	0.22
24 mars 1986	9.0	0.19
4 avr. 1986	0.7	0.18

Date de la mesure	% de slush	Nombre de Froude
2 déc. 1985	47.3	0.22
10 janv. 1986	8.8	0.21
5 févr. 1986	9.3	0.23
21 mars 1986	0.8	0.19

Date de la mesure	% de slush	Nombre de Froude
6 janv. 1986	2.9	0.16
4 févr. 1986	3.0	0.19
22 févr. 1986	3.9	0.22
14 mars 1986	0.3	—

Figure 21. Carte du dépôt des barrages de frasil dans le bief de l'étude.

Conditions hydrauliques

Des observations du niveau d'eau ont été enregistrées quotidiennement durant tout l'hiver à X0, AM, M, et BM, ainsi que pendant une courte période pendant l'englacement à X4.

Pendant l'englacement, la résistance hydraulique d'une rivière augmente généralement, ce qui nécessite une augmentation correspondante de la profondeur de l'écoulement. De même, la résistance d'ensemble diminue à la suite de la débâcle. Ces effets sur la résistance sont évidents dans les données sur le niveau de l'eau (figure 23, tableau 4). Les niveaux de l'eau à toutes les stations augmentaient rapidement à l'englacement, pour diminuer graduellement pendant l'hiver, et diminuaient ensuite de façon marquée après la débâcle. De même, des observations de la pente de la surface (figure 24) indiquent des variations importantes pendant l'hiver, de fortes pentes et des variations rapides étant observées à l'englacement. On y observe aussi d'importantes variations de pente à la suite des cas de débordement survenant au milieu de l'hiver entre X0 et AM.

Tableau 4. Valeurs quotidiennes de l'écoulement (Q) et du niveau de l'eau selon les données géodétiques, hiver 1985-1986

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
85-10-31	137	630.785	630.630	—	—
85-11-01	144	630.725	630.570	629.475	628.958
85-11-04	140	630.745	630.570	629.458	628.951
85-11-05	143	630.745	630.600	629.498	628.928
85-11-06	137	630.945	630.790	629.698	629.158
85-11-07	137	630.785	630.650	629.538	629.028
85-11-08	148	630.925	630.770	629.598	629.709
85-11-09	134	630.920	630.800	629.598	629.936
85-11-10	139	631.215	631.070	630.411	630.273
85-11-11	138	631.285	631.160	630.681	630.390
85-11-12	140	631.335	631.220	630.871	630.428
85-11-13	139	631.130	631.000	630.711	630.325
85-11-14	140	631.225	631.095	630.801	630.282
85-11-15	139	631.265	631.125	630.811	630.218
85-11-16	141	631.535	631.390	631.011	630.245
85-11-17	137	631.335	631.220	630.951	630.132
85-11-18	140	631.365	631.240	630.821	630.099
85-11-19	140	631.435	631.325	630.911	630.085
85-11-20	139	631.515	631.380	630.931	630.097
85-11-21	137	631.415	631.310	630.861	630.059
85-11-22	138	631.515	631.380	630.831	630.006
85-11-23	137	631.645	631.520	630.781	629.933
85-11-24	136	631.775	631.650	630.811	630.023
85-11-25	137	631.755	631.670	630.771	630.003
85-11-26	137	631.885	631.780	630.731	630.018
85-11-27	135	631.925	631.810	630.731	629.978
85-11-28	135	631.950	631.850	630.691	629.948
85-11-29	131	631.915	631.820	630.541	629.828
85-11-30	137	632.100	631.980	630.636	629.908
85-12-01	135	632.125	632.050	630.601	629.858

Tableau 4. (Suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
85-12-02	135	632.085	632.010	630.551	629.818
85-12-03	134	632.145	632.070	630.581	629.828
85-12-04	134	632.205	632.090	630.481	629.838
85-12-05	134	632.065	632.000	630.531	629.818
85-12-06	135	632.005	631.910	630.551	629.818
85-12-07	134	631.975	631.890	630.521	629.808
85-12-08	134	632.045	631.970	630.571	629.858
85-12-09	135	631.915	631.820	630.486	629.778
85-12-10	133	631.865	631.790	630.446	629.748
85-12-11	133	631.825	631.740	630.451	629.738
85-12-12	131	631.815	631.740	630.461	629.748
85-12-13	132	631.795	631.720	630.431	629.718
85-12-14	131	631.710	631.620	630.391	629.688
85-12-15	129	631.865	631.740	630.441	629.733
85-12-16	133	631.675	631.590	630.371	629.678
85-12-17	128	631.745	631.640	630.451	629.768
85-12-18	126	631.685	631.570	630.401	629.738
85-12-19	124	631.655	631.540	630.411	629.748
85-12-20	124	631.525	631.420	630.351	629.658
85-12-21	128	631.635	631.410	630.321	629.658
85-12-22	128	631.645	631.370	630.311	629.633
85-12-23	129	631.610	631.355	630.321	629.658
85-12-24	134	631.685	631.395	630.371	629.718
85-12-25	132	631.665	631.370	630.361	629.738
85-12-26	132	631.615	631.320	630.281	629.658
85-12-27	132	631.615	631.260	630.191	629.588
85-12-28	130	631.595	631.190	630.111	629.508
85-12-29	130	631.505	631.200	630.141	629.518
85-12-30	133	631.585	631.260	630.171	629.558
85-12-31	129	631.545	631.240	630.171	629.558
86-01-01	130	631.515	631.220	630.151	629.523
86-01-02	133	631.585	631.230	630.171	629.558
86-01-03	129	631.500	631.180	630.131	629.518
86-01-04	130	631.545	631.210	630.141	629.528
86-01-05	130	631.595	631.250	630.161	629.528
86-01-06	130	631.705	631.270	630.141	629.518
86-01-07	126	631.625	631.260	630.171	629.568
86-01-08	124	631.595	631.270	630.141	629.528
86-01-09	123	631.615	631.240	630.121	629.488
86-01-10	131	631.605	631.230	630.101	629.488
86-01-11	127	631.675	631.240	630.106	629.483
86-01-12	125	631.555	631.170	630.081	629.428
86-01-13	121	631.405	631.110	630.081	629.438
86-01-14	126	631.425	631.160	630.081	629.453
86-01-15	128	631.665	631.300	630.161	629.488
86-01-16	123	631.525	631.170	630.101	629.478
86-01-17	127	631.545	631.180	630.111	629.478
86-01-18	124	631.575	631.170	630.091	629.458
86-01-19	127	631.515	631.150	630.081	629.448
86-01-20	122	631.665	631.150	630.061	629.428
86-01-21	125	631.785	631.140	629.961	629.244
86-01-22	123	631.875	631.150	630.081	629.442
86-01-23	123	632.195	631.140	630.031	629.374
86-01-24	124	632.005	631.150	630.081	629.448
86-01-25	122	632.105	631.210	630.081	629.444

Tableau 4. (Suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
86-01-26	119	631.755	631.200	630.081	629.454
86-01-27	126	631.715	631.220	630.081	629.464
86-01-28	123	631.765	631.210	630.091	629.468
86-01-29	122	631.755	631.200	630.101	629.478
86-01-30	120	631.875	631.160	630.021	629.384
86-01-31	127	631.885	631.210	630.111	629.494
86-02-01	121	631.785	631.160	630.031	629.404
86-02-02	119	631.775	631.220	630.091	629.478
86-02-03	118	631.645	631.140	630.021	629.424
86-02-04	119	631.805	631.160	630.031	629.424
86-02-05	118	632.045	631.190	630.041	629.424
86-02-06	118	632.105	631.180	–	–
86-02-07	118	632.235	631.190	630.031	629.414
86-02-08	120	632.155	631.330	630.111	629.478
86-02-09	122	631.835	631.210	630.051	629.438
86-02-10	108	631.825	631.200	630.031	629.428
86-02-11	117	631.815	631.190	630.051	629.428
86-02-12	117	631.855	631.210	630.081	629.438
86-02-13	109	631.835	631.210	630.041	629.438
86-02-14	113	631.835	631.210	630.051	629.428
86-02-15	115	631.815	631.200	630.051	629.438
86-02-16	116	631.865	631.220	630.051	629.438
86-02-17	116	631.855	631.210	630.071	629.438
86-02-18	117	631.835	631.220	630.051	629.438
86-02-19	113	631.815	631.190	630.021	629.408
86-02-20	115	631.885	631.230	630.071	629.453
86-02-21	115	631.885	631.230	630.071	629.438
86-02-22	113	631.835	631.210	630.061	629.438
86-02-23	113	631.875	631.230	630.031	629.418
86-02-24	110	631.965	631.310	630.111	629.498
86-02-25	110	631.875	631.240	630.061	629.438
86-02-26	111	631.935	631.245	629.991	629.428
86-02-27	112	631.935	631.270	630.031	629.428
86-02-28	111	631.960	631.230	630.031	629.428
86-03-01	110	631.845	631.290	630.021	629.428
86-03-02	111	631.695	631.220	630.011	629.418
86-03-03	113	631.670	631.225	630.041	629.428
86-03-04	105	631.640	631.195	630.021	629.418
86-03-05	108	631.645	631.220	630.061	629.428
86-03-06	110	631.645	631.255	630.051	629.448
86-03-07	109	631.665	631.245	630.061	629.473
86-03-08	109	631.635	631.235	630.076	629.448
86-03-09	106	631.665	631.260	630.051	629.438
86-03-10	106	631.685	631.250	630.081	629.448
86-03-11	105	631.675	631.240	630.051	629.438
86-03-12	108	631.685	631.260	630.051	629.438
86-03-13	105	631.685	631.320	630.111	629.513
86-03-14	112	631.605	631.280	630.091	629.518
86-03-15	111	631.635	631.310	630.096	629.518
86-03-16	110	631.645	631.360	630.131	629.548
86-03-17	109	631.575	631.310	630.101	629.533
86-03-18	110	631.535	631.280	630.071	629.498
86-03-19	113	631.615	631.370	630.131	629.548
86-03-20	109	631.605	631.370	630.141	629.563
86-03-21	111	631.535	631.330	630.081	629.528

Tableau 4. (Suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
86-03-22	111	631.595	631.390	630.151	629.578
86-03-23	114	631.585	631.370	630.141	629.588
86-03-24	109	631.535	631.330	630.121	629.558
86-03-25	115	631.575	631.380	630.151	629.588
86-03-26	115	631.575	631.380	630.151	629.588
86-03-27	126	631.555	631.380	630.131	629.598
86-03-28	130	631.635	631.370	630.201	629.658
86-03-29	127	631.745	631.560	630.311	629.738
86-03-30	132	631.805	631.610	630.351	629.788
86-03-31	138	631.625	631.450	630.261	629.688
86-04-01	139	631.735	631.560	630.321	629.758
86-04-02	139	631.715	631.530	630.301	629.738
86-04-03	139	631.705	631.530	630.301	629.748
86-04-04	136	631.635	631.470	630.271	629.708
86-04-05	146	631.725	631.560	630.361	629.808
86-04-06	147	631.635	631.490	630.311	629.778
86-04-07	142	631.165	630.990	630.061	629.488
86-04-08	114	631.175	631.060	630.001	629.468
86-04-09	121	631.525	631.360	630.231	629.698
86-04-10	129	631.465	631.310	630.171	629.658
86-04-11	131	631.465	631.310	630.191	629.668
86-04-12	135	631.535	631.360	630.251	629.718
86-04-13	134	631.515	631.340	630.231	629.708
86-04-14	131	631.455	631.260	630.191	629.658
86-04-15	132	631.405	631.240	630.121	629.648

Tableau 4. (Suite)

Date	Q ($m^3 s^{-1}$)	X0 (m)	AM (m)	M (m)	BM (m)
86-04-16	135	631.305	631.150	630.181	629.688
86-04-17	135	631.105	631.030	630.091	629.658
86-04-18	150	631.015	630.920	630.031	629.588

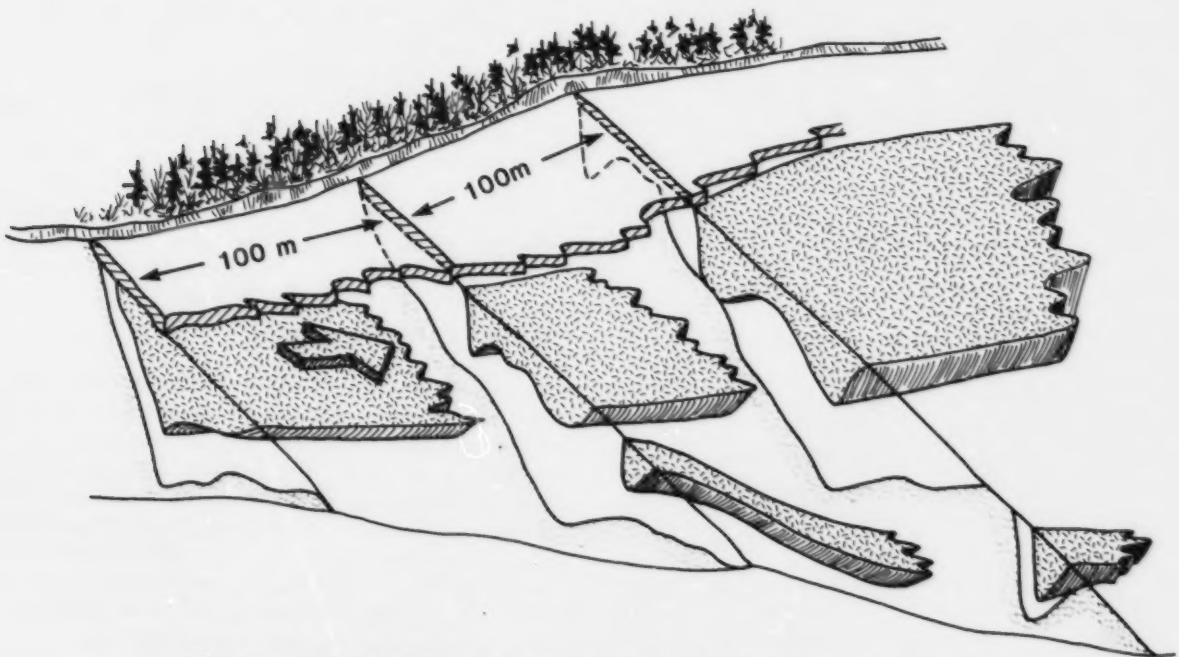


Figure 22. Schéma d'un barrage de frasil dans une section de 200 m de longueur, près de BM.

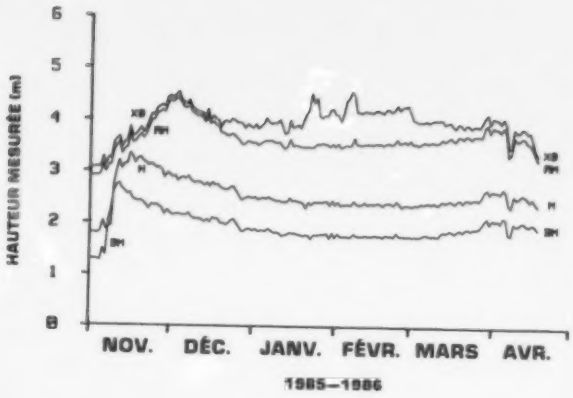


Figure 23. Niveaux de l'eau en fonction du temps.

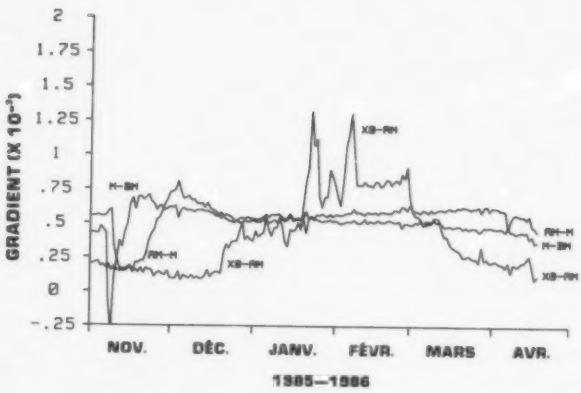


Figure 24. Pentes de la surface en fonction du temps.

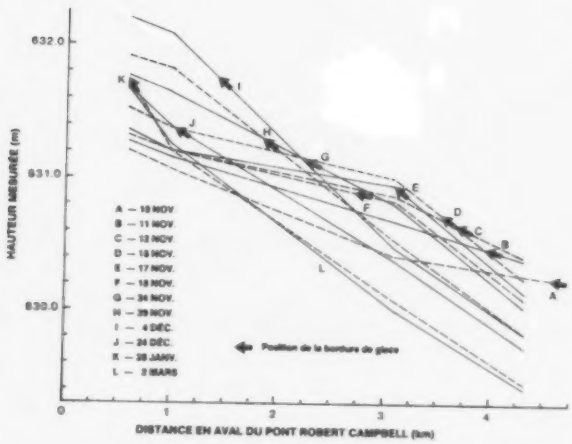


Figure 25. Pentes de la surface dans le bief à des dates choisies.

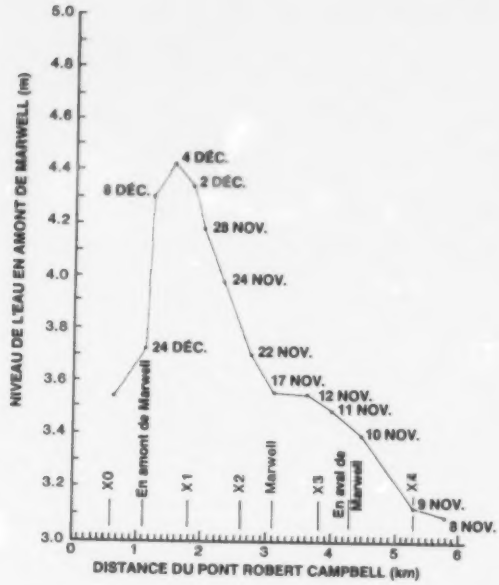


Figure 26. Position de la bordure de glace en fonction du niveau de l'eau à AM.

L'influence dominante de la position de la bordure de glace sur les niveaux de l'eau (qu'on appelle l'effet de remous) est indiquée dans la figure 25. Dans la figure 26, la courbe du niveau de l'eau à AM est traçée en fonction de la position de la bordure de glace à l'intérieur du bief. Il est à remarquer qu'un faible effet de remous survient à mesure que la bordure de glace dépasse BM, et qu'un effet beaucoup plus important survient à mesure que le front atteint le voisinage de X2. Cette réponse est intéressante pour ceux qui se préoccupent des problèmes de débordement et d'exploitation des barrages.

OBSERVATIONS EN RAPPORT AVEC LE PROCESSUS

Changements de la température de l'eau lors de l'englacement

À la figure 27, on présente des changements de la température de l'eau le long du bief pendant différentes périodes au cours de l'englacement. On observe des changements typiques de température de 0.2 °C à 0.3 °C entre le pont et BM, ce qui donne un gradient de température longitudinal dT/dL = 0.05-0.07 °C/km. Ce gradient peut être utilisé pour évaluer la vitesse de refroidissement à l'intérieur du bief. En utilisant la vitesse moyenne $\langle V \rangle$ = 0.7 m s^{-1}, on remarque qu'une colonne d'eau se déplaçant à travers le bief se refroidit à une vitesse $dT/dt = \langle V \rangle dT/dL$, soit entre 0.3 et 0.5 x 10^{-4} °C s^{-1}. Si l'on suppose que la profondeur moyenne du bief est de 2 m, un flux de

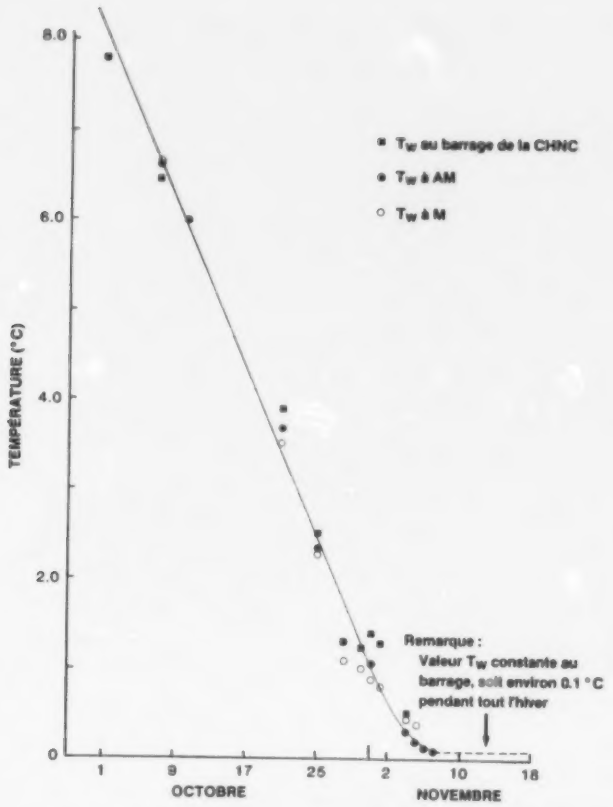


Figure 27. Température de l'eau le long du bief pendant l'englacement. (T_W désigne la température de l'eau; T_a désigne la température de l'air.)

chaleur superficielle de 260 à 390 W m^{-2} est obtenu. Cette valeur doit être considérée comme étant une évaluation grossière seulement, mais elle est en accord avec les mesures antérieures de flux thermique effectuées (Alford et Carmack, 1987a) et elle est semblable aux valeurs observées en 1984-1985.

Croissance de la lisière de glaces

Généralement, l'englacement est caractérisé par le resserrement graduel de la lisière de glaces dans un étroit canal le long de la zone d'écoulement rapide, ainsi que par l'avancement progressif de la bordure de glace par suite du dépôt des floes formés en amont. Osterkamp et Gosink (1983) soutiennent que la lisière de glaces croît latéralement par transfert thermique par convection à travers la glace, par l'accumulation de frasil à la dérive et par la perte de chaleur latente qui passe dans les eaux en surfusion du fleuve. Toutefois, en 1985-1986, le développement de la lisière de glaces n'a pas permis une étude à long terme. À cause des fluctuations de la température de l'air et des inondations fréquentes, il y avait soit formation de lisière de glaces qui se détachait et partait à la dérive, ou était recouverte par le débordement au point de congélation. À cause de ces contraintes, la vitesse de croissance de la lisière de glaces a été observée à M pendant une période de huit jours seulement (figure 28). Ces données n'indiquent qu'une faible corrélation avec la température de l'air.

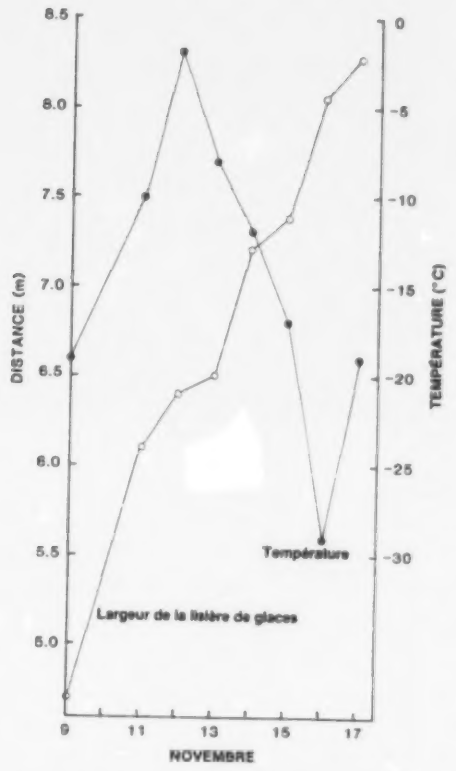


Figure 28. Largeur de la lisière de glaces et température de l'air en fonction du temps.

Avancement de la bordure de glace

La vitesse d'avancement de la bordure de glace à travers le bief constitue une préoccupation du premier ordre pour les barrages et les ponts parce que c'est pendant cette période que la région de Marwell près de Whitehorse est la plus sujette aux inondations. On a noté que l'effet de remous augmentait à mesure que la bordure de glace dépassait X2, ce qui suggère que la susceptibilité aux inondations est en rapport avec la vitesse d'avancement de la bordure de glace.

Des observations de la vitesse d'avancement de la bordure de glace à travers le tronçon ont été effectuées en

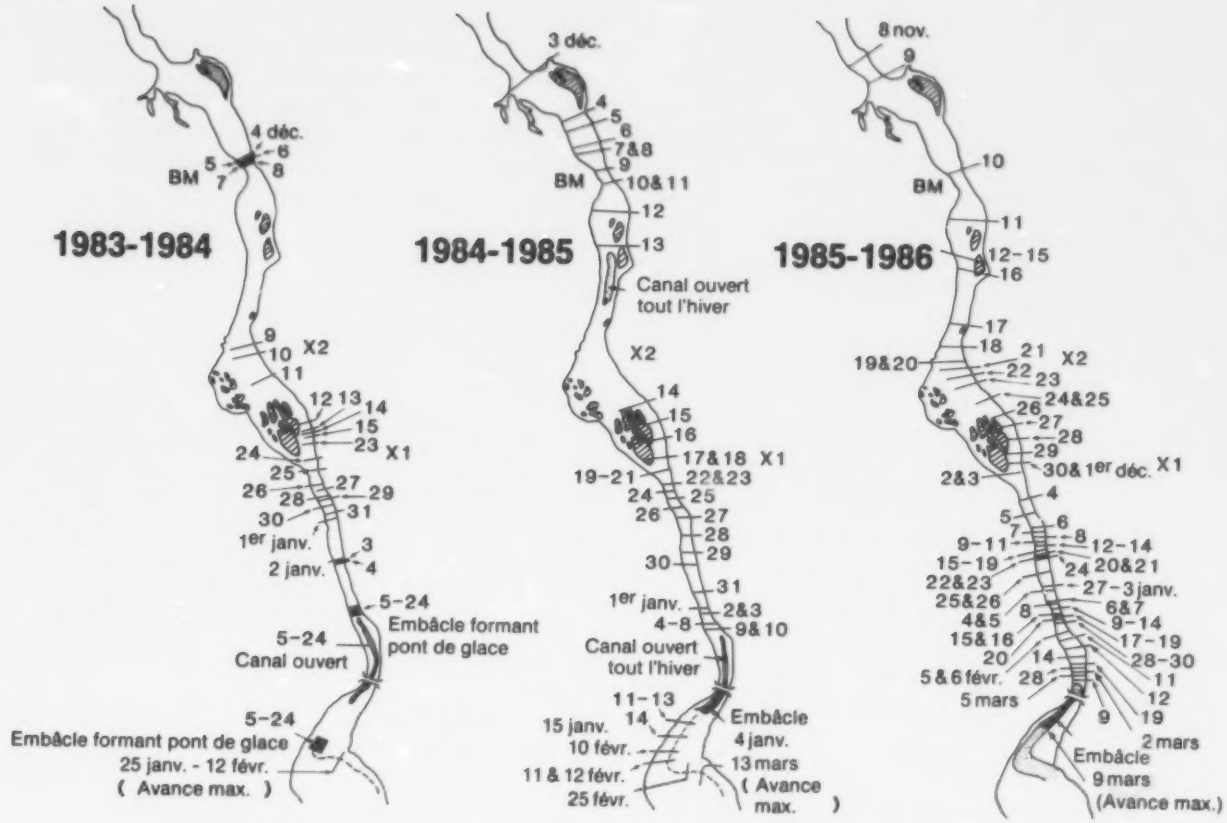


Figure 29. Comparaison de l'avancement du front de glace pendant les trois hivers de l'étude.

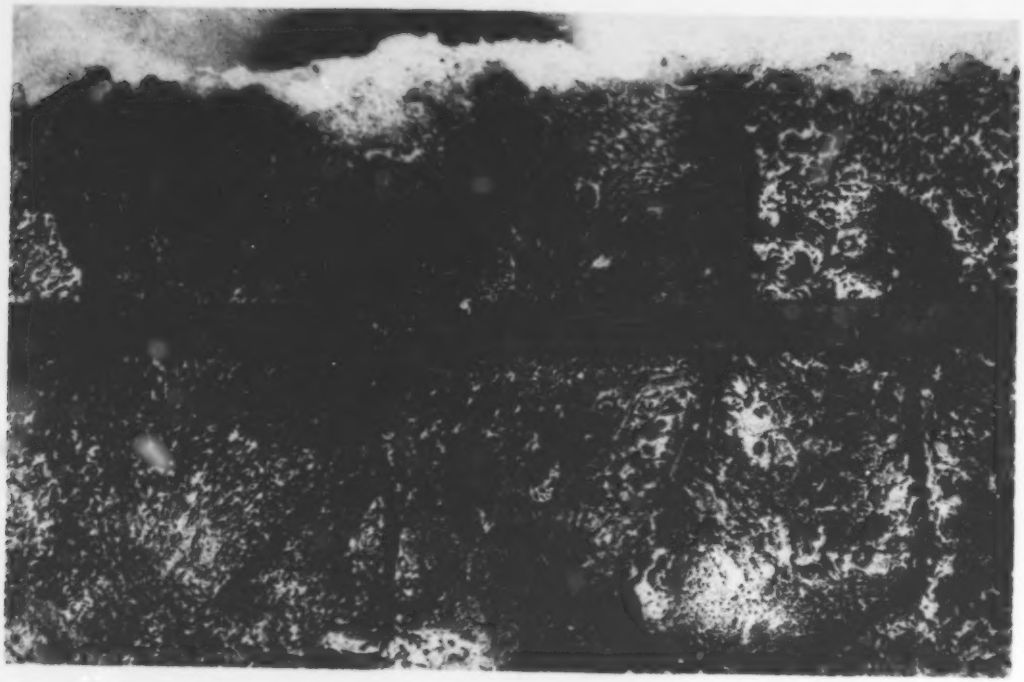
1983-1984, en 1984-1985 et en 1985-1986 (figure 29). En général, il semble que la bordure de glace se propage très rapidement de X4 à X2, ralentissant entre X2 et X1, et se déplaçant très lentement au-delà de X1.

On croit généralement que les températures de l'air prédominantes ont l'effet le plus important sur le régime d'hiver du fleuve, bien que ces effets soient parfois imprévus. C'est ce qui a été démontré en 1985-1986 quand des renversements dramatiques des profils météorologiques ont été observés. Pendant une période de température froide coïncidant avec la formation d'une grande quantité de frasil et de glace de fond, la bordure de glace est passée rapidement de X4 à juste en aval de AM, comme prévu. Ce qui était plus difficile à prévoir, c'était l'effet des températures plus élevées sur les niveaux d'eau et l'inondation de la couverture de glace existante. Des fluctuations du niveau de l'eau ont entraîné le bris d'une partie importante de la lisière de glace, qui a dérivé dans des zones libres du bief. Cette glace s'est ensuite immobilisée sur la bordure de glace de façon à la prolonger très rapidement en amont. C'est ce qui est survenu entre AM et le pont Robert Campbell.

Formation de crêtes de glace

Les recherches antérieures ont montré que, au début du printemps, des instabilités dans l'écoulement d'eaux dont la température est supérieure à celle du point de congélation peuvent entraîner la création de formations ondulées appelées crêtes de glace, à l'interface eau-glace (Carey, 1966; Ashton et Kennedy, 1972). La mécanique des fluides du transfert thermique à l'interface eau-glace en présence d'un écoulement turbulent a été calculée par Gilpin et coll. (1980). On a observé (Alford et Carmack, 1987a) que la résistance hydraulique du bief semblait augmenter de façon proportionnelle au début de la formation des crêtes.

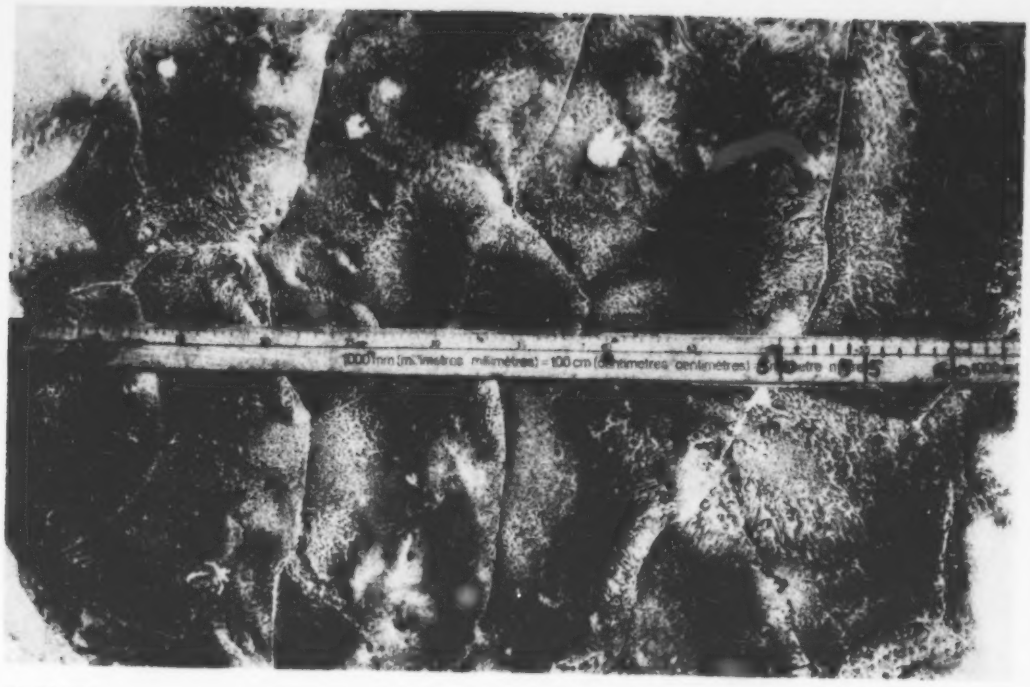
En général, le développement des crêtes a suivi le même profil en 1986 qu'en 1985, c'est-à-dire qu'on a observé des changements importants de la texture de l'interface eau-glace pendant une très courte période de temps, comme l'indiquent les figures 30 et 31. Au début, le fond de la couche de glace était lisse; puis, à mesure que les radiations solaires ont commencé à pénétrer à travers la



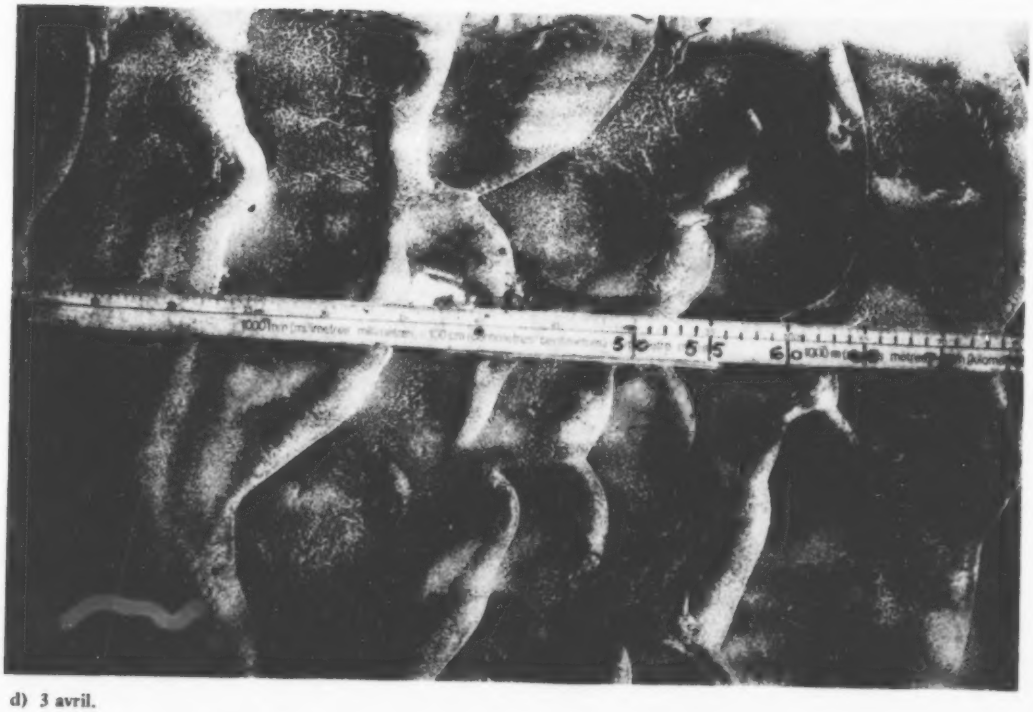
a) 19 mars.

b) 24 mars.

Figure 30. Photographies montrant une vue plane de la surface inférieure des blocs de glace et montrant le développement progressif de crêtes de glace à des dates particulières.

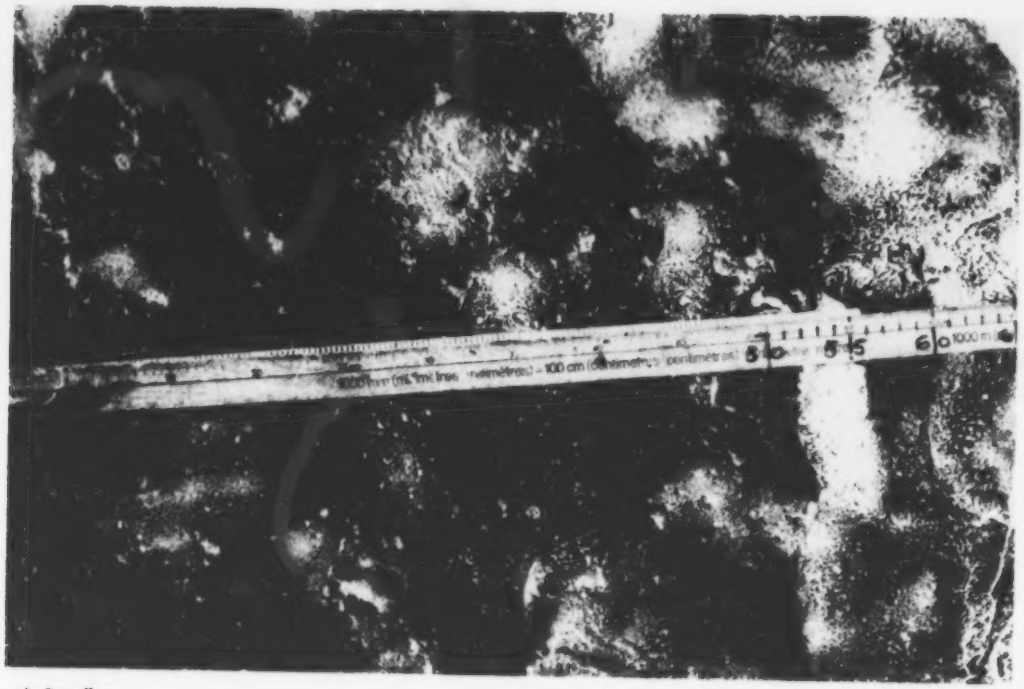


c) 29 mars.

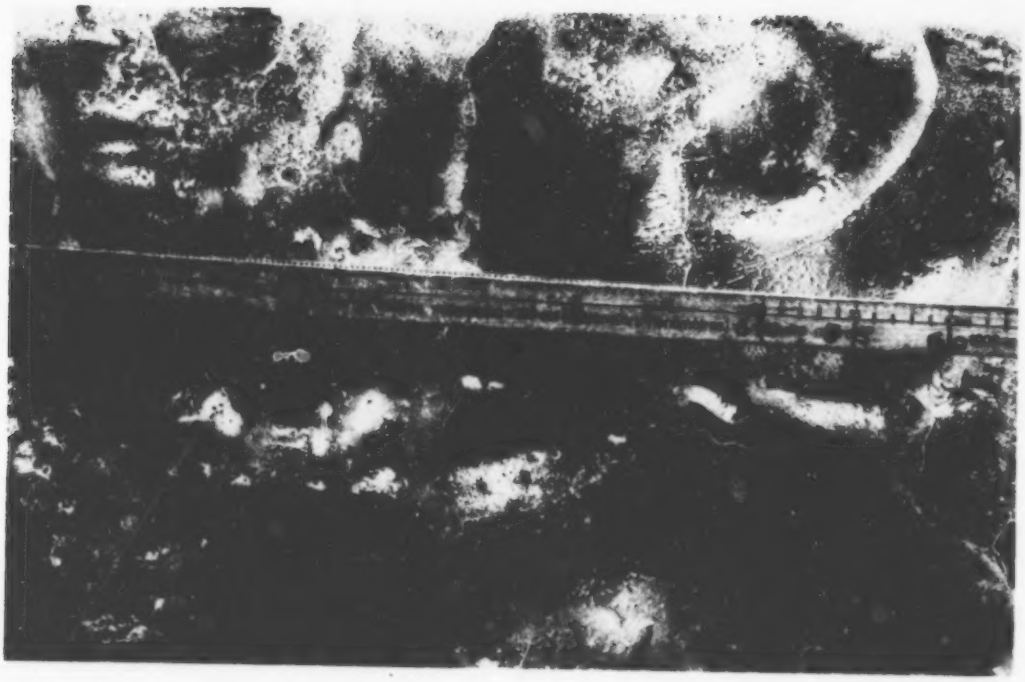


d) 3 avril.

Figure 30. (Suite)



e) 9 avril.



f) 15 avril.

Figure 30. (Suite)

a) 10 mars.

b) 15 avril.

Figure 31. Photographies montrant une vue latérale de la surface inférieure de blocs de glace présentant une transition d'une surface plane le 10 mars au moment de l'amplitude maximum des crêtes le 15 avril.

couverture et à réchauffer les eaux sous-jacentes, des crêtes ont commencé à se former. Au début, les crêtes étaient essentiellement droites avec des longueurs d'onde d'environ 0.10 m et des amplitudes d'environ 0.01 m. À mesure que les amplitudes des crêtes croissaient jusqu'à environ 0.02 m, des points secondaires d'instabilité et de fusion ont apparu, et les crêtes ont commencé à former des ondulations. Au cours des étapes finales, les crêtes des ondulations sont devenues discontinues et se sont brisées, et par conséquent n'ont pas pu être suivies sur des distances dépassant de beaucoup la longueur d'ondes. À ce moment, les amplitudes étaient de l'ordre de 0.05 m. La figure 32 indique le niveau de l'eau, la température de l'air et l'écoulement correspondant à la période de formation de crêtes et de la débâcle.

En 1986, on a observé deux nouveaux aspects associés avec la formation de crêtes. Le premier était en rapport avec leur développement au milieu de l'hiver. Pendant une inspection de la couverture de glace isolée s'étendant au-delà du pont Robert Campbell, le 21 décembre, on a observé qu'un des glaçons qui s'était logé dans la bordure de glace était inversé de façon à exposer la face inférieure couverte de crêtes (voir figure 10). Il est probable que ce bloc provenait de la lisière de glaces dans le bief du fleuve près de l'exutoire du barrage hydroélectrique, où les températures de l'eau sont les plus élevées. Une telle observation indique clairement que la formation de crêtes n'est pas un phénomène survenant seulement au printemps (induit par la radiation solaire), mais peut survenir quand les températures de l'eau et de l'écoulement sont favorables, c'est-à-dire à proximité des exutoires d'eau plus chaude ou de lacs.

La deuxième observation concerne les occurrences et la migration des sillons à travers la glace blanche. Il faut se souvenir que, à cause des inondations du milieu de l'hiver de la glace et de la couverture neigeuse, ainsi que du regel

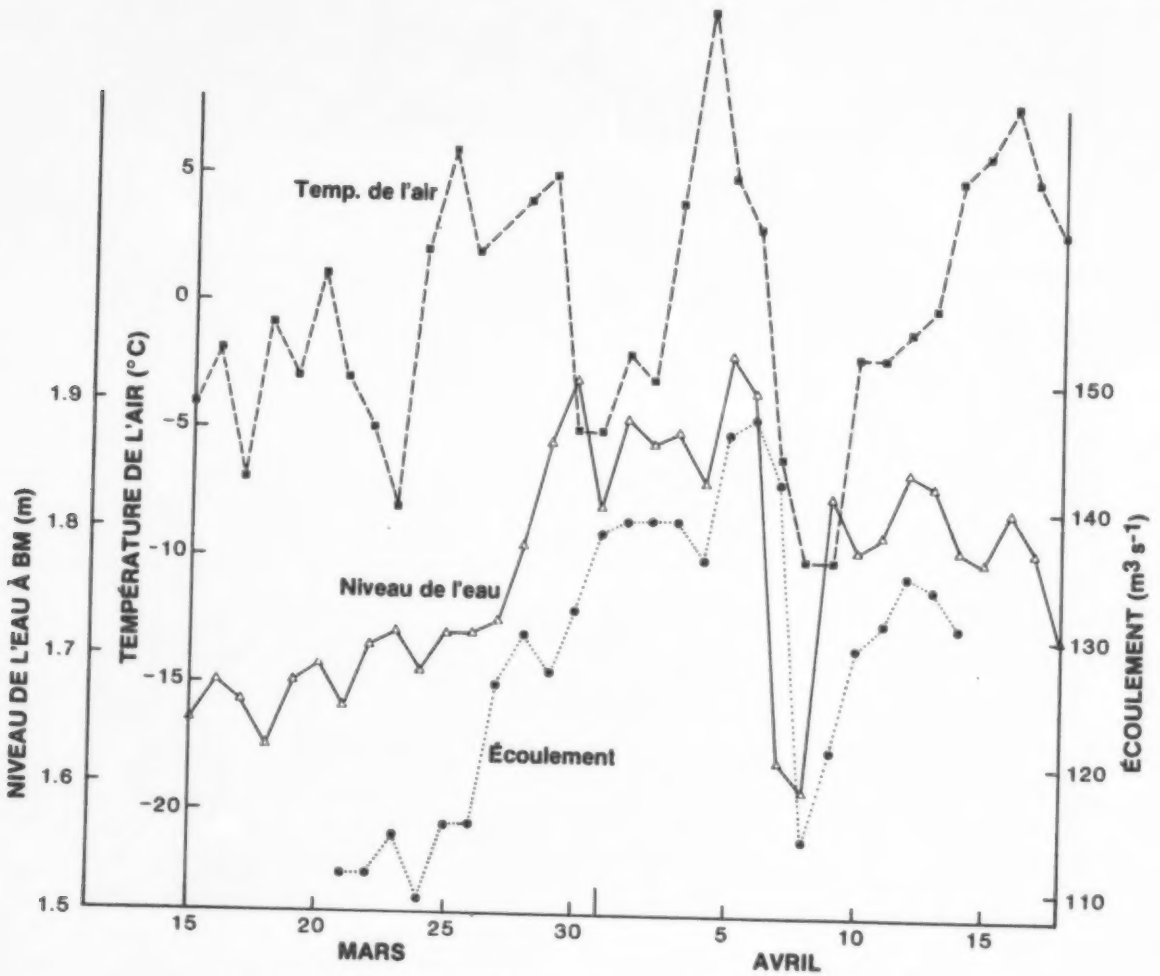
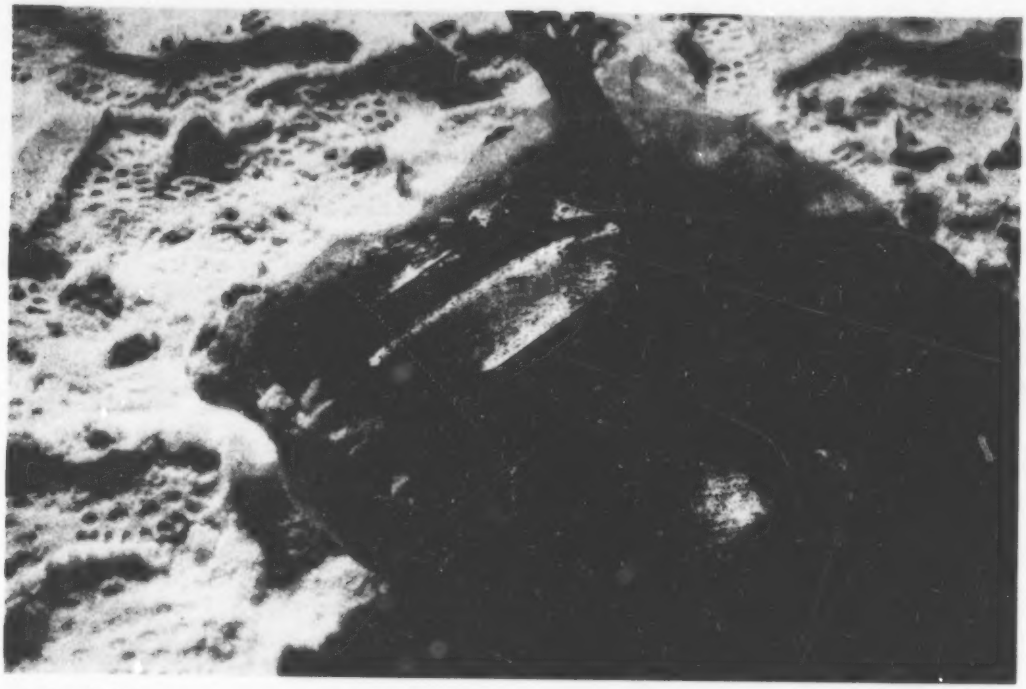


Figure 32. Niveau de l'eau, température de l'air et écoulement de l'eau à la débâcle.



a) Vue de biais.

b) Vue de côté.

Figure 33. Photographies montrant des vues obliques et latérales de la surface inférieure de la glace blanche à BM le 21 avril.

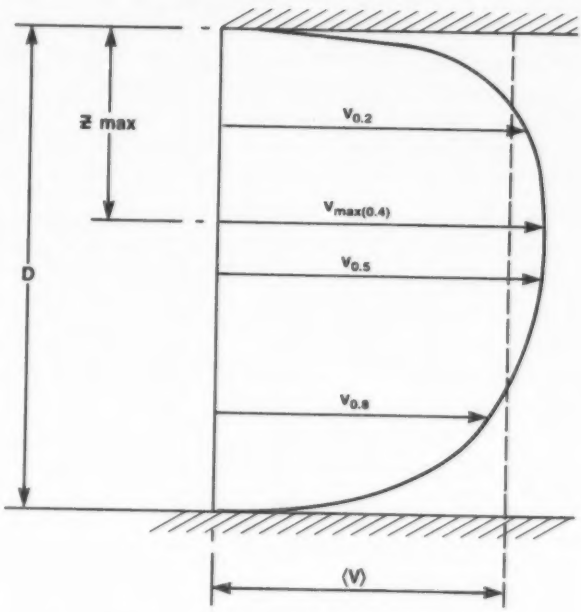
ultérieur, la glace présente entre M et AM était formée de couches d'environ 0.40 m de glace blanche recouvrant 0.40 m de glace noire. La figure 33 montre que le développement des crêtes continue à être l'une des caractéristiques de la base de la glace en fusion, blanche ou noire. Dans le cas de la glace noire, on a observé que les sillons migraient vers l'amont à une vitesse d'environ 0.02 m d^{-1}; toutefois, quand ils atteignaient la glace blanche, la vitesse de migration passait à 0.40 m d^{-1}. En fait, toute la couche de glace blanche disparaissait en environ un jour.

L'ablation rapide de la glace blanche est un facteur qui peut influer sur la sécurité de ceux qui traversent la rivière à pied sur la glace. En un jour, la résistance de la glace peut devenir pratiquement nulle. En outre, ce phénomène est dû à la fonte par le dessous, et il n'y a absolument aucune altération visible à la surface de la glace qui indique ce changement.

Analyse des profils de vitesses

Ici, nous utilisons une nouvelle méthode de sondage pour les rivières recouvertes de glace, basée sur une seule mesure de vitesse à chaque verticale de la section.

En se basant sur des études antérieures et les observations effectuées par notre propre programme, nous savons que la vitesse d'écoulement varie fortement dans le temps et l'espace. À cause de cette caractéristique, il est difficile, en pratique, de savoir comment obtenir des évaluations optimales de la vitesse de l'écoulement à partir de mesures sur place. Pour obtenir une évaluation de la vitesse moyenne de l'écoulement sous la glace, la méthode habituelle, utilisée par la Division des relevés hydrologiques du Canada, est d'établir la moyenne des vitesses à des profondeurs de 0.2 et 0.8 fois la profondeur ($v_{0.2}$ et $v_{0.8}$) ou, si la profondeur est inférieure à 0.75 m, de multiplier la vitesse à 0.5 fois la profondeur ($v_{0.5}$) par un coefficient de 0.88 (voir figure 34). Toutefois, une analyse de profil des vitesses obtenues pendant tout l'hiver en 1983-1984 (Alford et Carmack, 1987a) a révélé que le facteur de profondeur de 0.4 correspondait à la fois à la profondeur moyenne de la vitesse maximum et à la profondeur de la variance minimale dans les tracés de vitesse normalisés en fonction de la profondeur normalisée. Par conséquent, les changements saisonniers des courbes de vitesse, compte tenu de la rugosité de la couverture neigeuse (voir Lau, 1982, pour une analyse complète) sont minimisés à cette profondeur. Ceux-ci suggèrent qu'une seule mesure de vitesse, effectuée à 0.4 fois la profondeur, multipliée par un coefficient approprié, peut donner une évaluation précise de la vitesse moyenne du profil. Par la suite, une réévaluation des profils historiques de vitesse et des données obtenues par le programme ESAGY a été effectuée. Par une évaluation mathématique et graphique (voir Papadakis et coll., 1987, pour plus de précisions), il a été confirmé que l'application d'un coefficient de 0.86 aux vitesses observées à 0.4 fois la profondeur donnait une valeur très proche de la vitesse moyenne du profil complet. Nous appelons donc cette technique la méthode «486», dont un résumé est présenté ci-dessous.



ÉVALUATIONS, MÉTHODE HABITUELLE :

SI D >0.75 m

$\langle V \rangle = (v_{0.2} + v_{0.8}) / 2$

SI D <0.75 m

$\langle V \rangle = 0.88\ (v_{0.5})$

MÉTHODE «486»

$\langle V \rangle = 0.86\ (v_{0.4})$

Figure 34. Diagramme montrant les définitions des vitesses utilisées dans le texte, et méthodes destinées à l'évaluation de la vitesse moyenne.

Par conséquent, nous allons évaluer la vitesse moyenne à une verticale donnée, V, en utilisant surtout l'expression algébrique $V = R\ v_{max}$, où v_{max} est la vitesse maximum. Aux fins des opérations, il est nécessaire de préciser la profondeur à laquelle v_{max} est la plus vraisemblable; cette valeur est égale à $Z_{max} = z_{max}/D$, la profondeur normalisée à la vitesse maximum (figure 34). De même, le coefficient R est le rapport moyen de la vitesse moyenne et de la vitesse maximum, soit $R = \langle V/v_{max} \rangle$, où le symbole <> indique la moyenne d'un nombre important d'observations de profils.

Les données utilisées pour établir les coefficients selon la méthode ci-dessus sont présentées dans le tableau 5. Dix mesures ou plus de vitesse à chaque verticale ont été ajustées selon l'équation des puissances décrites par Alford et Carmack (1987a). Les trois premières colonnes indiquent l'emplacement, la date, et la profondeur de la station. La colonne 4 indique s'il y avait présence ou non de frasil. À la colonne 5, on trouve la liste des profondeurs normalisées des vitesses maximum z_{max}/D. La colonne 6 indique les valeurs de $v_{0.4}$, la vitesse à un facteur de profondeur de 0.4 qui, comme nous le démontrons ci-dessous, est égale à une profondeur moyenne de v_{max}. La colonne 7 indique la vitesse moyenne V obtenue par intégration numérique du profil de vélocité; on utilise cette valeur pour évaluer la vitesse moyenne. Le rapport V/v_{max} est indiqué dans la colonne 8.

Comme le montre le tableau 5, la profondeur moyenne à laquelle la vitesse maximum est observée est de 0.40 (écart type = 0.12), et le coefficient R est de 0.86 (écart type = 0.05), ce qui est conforme à nos observations antérieures (Alford et Carmack, 1987a).

Les colonnes 9 et 10 du tableau 5 indiquent aussi une comparaison des évaluations des vitesses moyennes obtenues par intégration numérique avec celles obtenues par les méthodes «ordinaire» et «486». La méthode «486» se compare bien à l'évaluation de contrôle de V.

À l'aide de la méthode «486», un certain nombre de mesures d'écoulement ont été effectuées pendant l'hiver de 1985-1986, et les résultats sont comparés à des valeurs d'écoulement simultané mesurées au barrage hydroélectrique des rapides de Whitehorse, ainsi qu'à des mesures basées sur la méthode habituelle (0.2 et 0.8). Ces résultats (tableau 6) indiquent que la méthode «486» peut être très utile dans les études sur les relevés; elle est non seulement plus rapide, mais sa précision est également équivalente à celle de la méthode traditionnelle.

Tableau 5. Analyse des données historiques pour déterminer les paramètres utilisés avec la méthode «486»

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Emplacement	Date	Profondeur (m)	Conditions des glaces*	$\frac{z_{max}}{D}$ (m)	$v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	V ($m\,s^{-1}$)	$V/v_{0.4}$ ($m\,s^{-1}$)	$v_{2\&8}$ ($m\,s^{-1}$)	v_{486} ($m\,s^{-1}$)
Riv. Blue	66-12-14	0.732	C	0.358	0.47	0.406	0.864	0.425	0.404
Riv. Blue	66-12-14	0.732	C	0.331	0.68	0.553	0.813	0.585	0.585
Riv. Blue	67-03-20	0.610	C	0.431	0.73	0.582	0.800	0.600	0.628
Riv. Coal	66-12-10	1.067	C	0.582	0.82	0.645	0.787	0.605	0.705
Riv. Cottonwood	66-12-15	0.732	C	0.388	0.85	0.705	0.829	0.740	0.731
Riv. Cottonwood	66-12-15	0.671	C	0.311	0.87	0.717	0.824	0.755	0.748
Riv. Dease	66-12-17	2.225	C	0.309	0.41	0.357	0.870	0.365	0.410
Riv. Dease	67-03-15	1.341	C	0.267	0.36	0.302	0.839	0.300	0.461
Riv. Dease	67-03-15	1.615	C	0.417	0.34	0.279	0.821	0.290	0.292
Riv. Dezadeash	67-04-14	1.097	C	0.348	1.37	0.992	0.724	0.940	1.178
Riv. Frances	66-12-06	1.676	C	0.598	0.48	0.374	0.779	0.375	0.413
Riv. Hyland	66-12-09	1.494	C	0.303	1.14	0.951	0.834	0.950	0.980
Riv. Hyland	66-12-09	2.012	C	0.259	1.09	0.881	0.808	0.820	0.937
Riv. Iskut	67-01-18	1.920	C	0.585	0.21	0.181	0.862	0.180	0.181
Riv. Iskut	67-01-18	1.829	C	0.528	0.20	0.152	0.760	0.155	0.172
Riv. Iskut	67-03-15	1.920	C	0.484	0.23	0.214	0.930	0.230	0.198
Riv. Iskut	67-01-13	1.829	C	0.465	0.92	0.805	0.875	0.820	0.791
Riv. Kechika	66-12-08	1.219	C	0.300	1.19	0.978	0.822	1.000	1.023
Riv. Kechika	66-12-08	1.585	C	0.285	1.06	0.885	0.835	0.890	0.912
Riv. Kechika	67-03-17	1.036	C	0.388	1.05	0.883	0.841	0.905	0.903
Riv. Liard près du cours inférieur	66-12-12	3.475	C	0.459	1.16	0.994	0.857	1.005	0.998
Riv. Liard près du cours inférieur	66-12-12	3.261	C	0.431	1.12	0.930	0.830	0.930	0.963
Riv. Liard près du cours supérieur	66-12-07	4.511	C	0.547	1.21	1.008	0.833	1.035	1.041
Riv. Liard près du cours supérieur	67-03-21	3.353	C	0.490	0.48	0.409	0.852	0.430	0.413
Riv. Lubbock	67-01-16	2.042	C	0.093	0.59	0.472	0.800	0.445	0.507
Riv. M'Clintock	67-02-03	1.189	C	0.340	0.33	0.280	0.848	0.295	0.284

*Conditions des glaces : C = sans frasil; F = frasil; U = aucune donnée.

Tableau 5. (Suite)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Emplacement	Date	Profondeur (m)	Conditions des glaces*	$\frac{z_{max}}{D}$ (m)	$v_{0.4}$ (m s^{-1})	V (m s^{-1})	$V/v_{0.4}$ (m s^{-1})	$v_{2\&8}$ (m s^{-1})	v_{486} (m s^{-1})
Riv. Stewart près de la traverse	66-11-17	1.890	C	0.362	0.31	0.277	0.894	0.280	0.267
Riv. Stewart près de la traverse	66-11-17	2.103	C	0.274	0.27	0.244	0.900	0.250	0.232
Riv. Stewart près de la traverse	67-01-26	1.981	C	0.261	0.42	0.304	0.274	0.320	0.361
Riv. Stewart près de Mayo	66-11-16	3.780	C	0.484	0.16	0.140	0.875	0.140	0.138
Riv. Stewart près de Mayo	66-11-16	7.071	C	0.441	0.26	0.217	0.835	0.225	0.224
Riv. Stewart près de Mayo	67-01-27	5.608	C	0.097	0.14	0.100	0.714	0.100	0.120
Riv. Stewart près de l'embouchure	64-04-16	2.865	C	0.260	0.31	0.277	0.894	0.270	0.270
Riv. Pelly près de la riv. Ross	66-11-23	1.829	C	0.537	0.68	0.548	0.806	0.550	0.585
Riv. Pelly près de la riv. Ross	66-11-23	2.103	C	0.335	0.78	0.693	0.890	0.715	0.671
Riv. Pelly près de la riv. Ross	67-01-31	1.524	C	0.336	0.37	0.339	0.916	0.350	0.318
Riv. Pelly près de la riv. Ross	67-01-31	1.219	C	0.696	0.36	0.345	0.958	0.335	0.310
Riv. Pelly près de la traverse	67-01-25	1.402	C	0.289	0.86	0.686	0.798	0.715	0.740
Riv. Stikine près de Telegraph Creek	67-01-22	2.530	C	0.229	0.50	0.427	0.854	0.440	0.430
Riv. Stikine près de Telegraph Creek	67-01-22	2.530	C	0.266	0.59	0.521	0.883	0.560	0.507
Riv. Stikine près de Telegraph Creek	67-03-20	1.829	C	0.290	0.62	0.543	0.876	0.550	0.533
Riv. Stikine près de Telegraph Creek	67-03-20	2.225	C	0.322	0.68	0.603	0.887	0.615	0.585
Riv. Stikine en aval de la riv. Klappan	67-01-19	1.646	C	0.293	0.81	0.718	0.886	0.745	0.697
Riv. Swift	66-12-18	1.859	C	0.559	0.91	0.805	0.885	0.825	0.783
Riv. Swift	66-12-18	2.713	C	0.706	0.68	0.593	0.872	9.635	0.585
Riv. Swift	66-02-10	1.554	C	0.331	0.63	0.513	0.814	0.500	0.542
Riv. Swift	66-02-10	0.975	C	0.284	0.67	0.521	0.778	0.565	0.576
Riv. Swift	67-03-22	1.859	C	0.455	0.55	0.493	0.896	0.515	0.473
Riv. Teslin	66-02-11	1.494	U	0.269	0.48	0.421	0.877	0.440	0.413
Riv. Teslin	66-02-11	1.676	U	0.375	0.53	0.460	0.868	0.470	0.456
Riv. Teslin	66-02-11	1.402	U	0.245	0.45	0.372	0.827	0.375	0.387
Riv. Watson	66-11-30	0.640	C	0.239	0.37	0.321	0.868	0.320	0.318
Riv. Watson	66-11-30	0.640	C	0.321	0.43	0.364	0.847	0.360	0.370
Riv. Watson	67-04-05	0.457	C	0.265	0.39	0.322	0.826	0.340	0.335
Fl. Yukon près de Dawson	59-02-18	4.846	C	0.345	0.29	0.263	0.907	0.260	0.249
Fl. Yukon près de Dawson	60-02-16	4.328	U	0.618	0.56	0.501	0.895	0.500	0.482
Fl. Yukon près de Dawson	60-02-16	3.810	U	0.581	0.72	0.651	0.904	0.660	0.619
Fl. Yukon près de Dawson	60-02-16	3.261	U	0.511	0.78	0.694	0.890	0.715	0.671
Fl. Yukon près de Dawson	60-02-16	3.749	U	0.634	0.69	0.658	0.954	0.690	0.593
Fl. Yukon près de Dawson	63-04-09	6.858	U	0.470	0.52	0.468	0.900	0.520	0.447
Fl. Yukon près de Dawson	63-04-09	6.919	U	0.171	0.28	0.224	0.800	9.250	0.241
Fl. Yukon près de Hootalinqua	66-02-12	2.438	U	0.319	1.26	1.002	0.795	1.030	1.084
Fl. Yukon près de Hootalinqua	66-02-12	2.012	U	0.336	1.02	0.822	0.806	0.785	0.877
Fl. Yukon près de Hootalinqua	66-02-12	2.530	U	0.308	1.19	1.013	0.851	1.110	1.023
Fl. Yukon près de Whitehorse	67-02-15	3.597	C	0.317	0.48	0.420	0.875	0.425	0.413
Fl. Yukon en aval de la riv. White	59-02-22	4.724	U	0.471	0.43	0.394	0.916	0.395	0.370
Riv. White	67-04-25	2.377	U	0.536	0.66	0.572	0.867	9.575	0.568
Riv. Takhini	66-12-27	1.219	C	0.436	0.74	0.649	0.877	0.650	0.636
Riv. Takhini	66-11-14	3.018	C	0.528	0.61	0.553	0.907	0.535	0.525
Riv. Takhini	66-11-15	2.377	C	0.573	0.60	0.514	0.857	0.550	0.516
Riv. Takhini	66-11-15	2.591	C	0.531	0.47	0.390	0.830	0.425	0.404
Riv. Takhini	66-11-16	2.377	C	0.547	0.67	0.542	0.810	0.560	0.576
Riv. Takhini	66-11-16	2.530	C	0.605	0.52	0.455	0.875	0.505	0.447
Riv. Takhini	66-11-17	2.530	C	0.557	0.64	0.569	0.889	0.585	0.550
Riv. Takhini	66-11-18	2.530	C	0.532	0.70	0.609	0.870	0.640	0.602
Riv. Takhini	66-11-18	2.377	C	0.643	0.45	0.448	0.996	0.485	0.387
Riv. Takhini	66-11-19	2.804	C	0.500	0.70	0.603	0.861	0.630	0.602

Tableau 5. (Suite)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Emplacement	Date	Profondeur (m)	Conditions des glaces*	$\frac{z_{max}}{D}$ (m)	$v_{0.4}$ (m s^{-1})	V (m s^{-1})	V/$v_{0.4}$ (m s^{-1})	$v_{2\&8}$ (m s^{-1})	v_{486} (m s^{-1})
Riv. Takhini	66-11-22	1.920	C	0.575	0.48	0.397	0.827	0.450	0.413
Riv. Takhini	67-02-08	1.372	C	0.486	0.47	0.434	0.923	0.450	0.404
Riv. Takhini	56-03-27	0.610	C	0.323	0.57	0.482	0.846	0.500	0.490
Riv. Takhini	65-12-28	1.097	C	0.275	0.66	0.571	0.865	0.550	0.568
Riv. Takhini	65-12-28	1.219	C	0.329	0.70	0.568	0.811	0.575	0.602
Riv. Takhini	65-12-28	1.280	C	0.441	0.71	0.590	0.831	0.615	0.611
Riv. Takhini	65-12-28	0.518	C	0.359	0.45	0.380	0.844	0.380	0.387
Riv. Takhini	65-12-28	0.914	C	0.262	0.59	0.497	0.842	0.500	0.507
Riv. Takhini	67-02-09	0.914	C	0.262	0.78	0.687	0.881	0.695	0.671
Riv. Takhini	67-02-02	0.823	C	0.358	0.60	0.557	0.928	0.580	0.516
Riv. Takhini	67-02-07	0.975	C	0.295	0.57	0.480	0.842	0.480	0.490
Riv. Takhini	67-01-28	0.884	C	0.216	0.60	0.530	0.883	0.550	0.516
Riv. Takhini	67-01-28	0.823	C	0.235	0.59	0.503	0.853	0.510	0.507
Riv. Takhini	67-01-04	1.097	C	0.351	0.75	0.657	0.876	0.600	0.645
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	83-12-14	2.62	F	0.464	1.02	0.877	0.859	0.840	0.877
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	83-12-14	4.51	F	0.530	1.01	0.894	0.885	0.970	0.869
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	83-12-14	3.47	F	0.436	1.19	1.054	0.885	1.075	1.023
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-01-06	3.05	F	0.337	1.39	1.142	0.822	1.155	1.195
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-01-06	3.9	F	0.282	1.36	1.207	0.888	1.240	1.170
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-01-06	3.96	F	0.461	1.16	0.978	0.843	0.980	0.998
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	84-01-12	2.87	F	0.500	0.90	0.784	0.871	0.805	0.774
Fl. Yukon près de Whitehorse (AM)	84-01-23	4.45	F	0.295	0.88	0.762	0.866	0.765	0.757
Fl. Yukon près de Whitehorse (AM)	84-01-23	3.32	F	0.348	0.65	0.542	0.834	0.575	0.559
Fl. Yukon près de Whitehorse (AM)	84-01-23	3.2	F	0.252	0.97	0.786	0.810	0.795	0.834
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-02-07	2.74	F	0.225	1.23	1.129	0.918	1.170	1.058
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-02-07	3.51	F	0.333	1.29	1.193	0.925	1.195	1.109
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-03-01	3.08	F	0.360	1.24	1.062	0.856	1.050	1.066
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-03-01	3.35	F	0.316	1.27	1.077	0.848	1.090	1.092
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-03-01	2.04	F	0.448	1.05	0.799	0.760	0.855	0.903
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-03-08	2.87	F	0.448	1.00	0.853	0.853	0.870	0.860
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-03-14	3.66	F	0.521	1.01	0.898	0.889	0.925	0.869
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	84-03-14	3.29	F	0.494	0.97	0.816	0.841	0.810	0.834
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	84-03-16	3.05	F	0.461	0.74	0.602	0.814	0.640	0.636
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	85-12-12	3.719	F	0.284	1.25	1.129	0.903	1.135	1.075
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	85-12-12	3.719	F	0.247	1.29	1.156	0.896	1.180	1.109
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	85-12-20	3.658	F	0.276	1.22	1.111	0.911	1.200	1.049
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	85-12-20	3.658	F	0.331	1.18	1.069	0.906	1.080	1.015
Fl. Yukon près de Whitehorse (BM)	86-01-06	3.444	F	0.332	1.09	1.041	0.955	1.100	0.937
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-12-23	3.078	F	0.404	1.27	1.111	0.875	1.105	1.092
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-12-23	3.078	F	0.393	1.26	1.105	0.877	1.145	1.084
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-12-23	3.078	F	0.376	1.34	1.150	0.858	1.165	1.152
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	86-01-14	2.957	F	0.473	1.17	1.099	0.939	1.115	1.006
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.313	1.52	1.306	0.859	1.390	1.307
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.394	1.59	1.341	0.843	1.395	1.367
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.373	1.51	1.313	0.870	1.330	1.299
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	3.600	C	0.409	1.56	1.322	0.847	1.310	1.342
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.543	0.83	0.696	0.839	0.675	0.719
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.537	0.87	0.735	0.844	0.735	0.748
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.543	0.91	0.778	0.855	0.770	0.783
Fl. Yukon près de Whitehorse (M)	85-02-15	1.716	F	0.541	0.88	0.783	0.890	0.790	0.757
Fl. Yukon près de la riv. Thirty Mile	85-02-22	3.200	C	0.630	0.19	1.137	0.955	1.175	1.023
Moyenne				0.396			0.858		
Écart type				0.125			0.047		

Tableau 6. Vérification de la méthode «486» en utilisant l'écoulement de la centrale hydroélectrique des rapides de Whitehorse comme témoin

Date	Section	Nbre de mesures verticales par section	Écoulement ($m^3 s^{-1}$)			Écart (%) de la CHNC	
			Au barrage de la CHNC	Méthode «ordinaire»	Méthode «486»	«Ordinaire»	«486»
85-11-18	Yukon à BM	13	152	154	153	1.3	0.6
85-11-25	Yukon à M	10	130	125	123	-3.8	-5.4
85-11-26	Yukon à BM	12	137	140	134	2.2	-2.2
85-12-02	Yukon à X1	11	130	125	–	-3.8	–
85-12-04	Yukon à BM	14	136	139	–	2.2	–
85-12-05	Yukon à X1	12	134	118	–	-11.9	–
85-12-06	Yukon à M	16	140	144	–	2.8	–
85-12-12	Yukon à BM	–	139	–	139	–	0
85-12-18	Yukon à M	16	141	144	141	2.1	0
85-12-20	Yukon à BM	–	–	–	–	–	–
85-12-23	Yukon à M	–	140	–	144	–	2.8
86-01-06	Yukon à BM	–	130	–	128	–	-1.5
86-01-08	Yukon à AM	20	134	137	137	2.2	2.2
86-01-10	Yukon à X1	16	131	124	128	-5.3	-2.3
86-01-14	Yukon à M	–	126	–	127	–	0.8
86-01-16	Yukon à BM	20	123	131	120	6.5	-2.4
86-02-04	Yukon à AM	20	117	125	119	6.8	1.7
86-02-05	Yukon à X1	23	118	–	115	–	-2.5
86-02-06	Big Salmon	25	–	21.0	21.4	–	–
86-02-10	Yukon à M	22	117	–	112	–	-4.3
86-02-12	Yukon à BM	22	117	–	115	–	-1.7
86-03-11	Yukon à M	24	110	–	110	–	-4.3
86-03-12	Yukon à BM	20	115	–	105	–	-8.6
86-03-21	Yukon à XI	26	100	–	110	–	0.9
86-03-24	Yukon à M	21	114	–	119	–	4.4
86-03-25	Yukon à BM	20	115	–	110	–	-4.0
86-04-04	Yukon à M	25	145	–	149	–	2.8
86-04-14	Yukon à BM	22	134	–	137	–	2.2

DISCUSSION

Des observations de la séquence d'englacement du fleuve Yukon du lac Laberge à Whitehorse (voir aussi Carmack et coll., 1987) suggèrent un profil représentatif valant pour plusieurs rivières du nord qui sont orientées en direction nord-sud. Le bief inférieur près du lac Laberge est caractérisé par des épisodes de gel en place des floes, à cause de la grande quantité de glace de lisières en amont. Plus près du barrage de Whitehorse, par ailleurs, la quantité de floes à la dérive est moins importante, et le profil général décrit dans le présent rapport prévaut.

Le tableau 7 présente une comparaison des données résumées des hivers de 1983-1984, 1984-1985 et de 1985-1986. En général, l'hiver de 1985-1986 était doux, mais caractérisé par des variations extrêmes de courte durée de la température et des chutes de neige. Plus particulièrement, à l'englacement, la température de l'air était inférieure à la normale, alors que les chutes de neige étaient de deux à trois fois supérieures à la normale. À l'inverse, la période du milieu de l'hiver a été caractérisée par des températures beaucoup plus élevées que la moyenne et des chutes de neige inférieures à la normale. Au cours de la troisième année de l'étude, l'englacement est servenu presque un mois plus tôt que l'année précédente à BM et M, mais seulement cinq jours plus tôt à AM à cause de la période de température plus élevée pendant que la bordure de glace se déplaçait de M à AM. La débâcle est survenue de huit à dix jours plus tard que prévu à cause des basses températures records du début d'avril.

Des phénomènes d'embâcle et d'empilement de glaces peuvent survenir dans les gorges à X4, à X0 près du dépôt, et immédiatement en amont du quai se prolongeant jusqu'au milieu du lit au pont Robert Campbell. Les phénomènes d'empilement de glaces sont observés avant la formation et l'avancement de la bordure de glace. Pour leur part, des niveaux d'eau élevés sont observés pendant l'avancement de la bordure de glace entre M et AM; par conséquent, il existe une période critique pour l'exploitation appropriée du barrage.

Tableau 7. Résumé de la comparaison des hivers de 1983-1984, 1984-1985 et 1985-1986

Événement	Hiver		
	1983-1984	1984-1985	1985-1986
Date de l'arrivée de la bordure de glace à X4	–	–	9 nov.
Date de l'arrivée de la bordure de glace à BM	4 déc.	9 déc.	11 nov.
Date de l'arrivée de la bordure de glace à M	9 déc.	13 déc.	17 nov.
Date de l'arrivée de la bordure de glace à AM	2 janv.	29 déc.	24 déc.
Date de l'arrivée de la bordure de glace à X0	–	–	28 janv.
Épaisseur maximum de la glace à M	1.0 m	0.7 m	1.0 m
Date de l'épaisseur maximum de la glace à M	7 févr.	19 mars	11 mars
Pourcentage maximum de l'aire du barrage de frasil à M	41.6 %	39.8 %	44 %
Date de l'aire maximum (%) du barrage de frasil à M	14 déc.	12 févr.	25 nov.
Niveau d'eau maximum à M	3.501 m	3.471 m	3.341 m
Date du niveau d'eau maximum à M	9 déc.	16 déc.	16 nov.
Niveau d'eau maximum à AM	4.812 m	5.085 m	4.420 m
Date du niveau d'eau maximum à AM	1er janv.	30 déc.	4 déc.
Date de la disparition des glaces au dépôt	22 mars	8 avr.	17 avr.
Date de la disparition des glaces à AM	23 mars	8 avr.	18 avr.
Date de la disparition des glaces à M	25 mars	10 avr.	19 avr.
Date de la disparition des glaces à BM	29 mars	12 avr.	19 avr.
Chutes de neige du 1er novembre au 31 mars	0.724 m	1.672 m	127.6 m

En général, la bordure de glace avance très rapidement en amont de M, et relativement lentement plus bas. Toutefois, dans le cadre de ce profil général, les trois années d'étude montrent que la vitesse d'avancement de la bordure de glace peut varier. Ceci est partiellement dû aux différences de vitesse critiques à la bordure, dépendant de changements de la pente de la surface; cette vitesse change avec la formation de barrages de frasil et leur érosion en aval. Par conséquent, les conditions déterminant si un floe donné sera bloqué ou submergé sous la bordure sont très variables (voir Michel, 1971).

Les canaux ouverts peuvent persister pendant tout l'hiver à M et immédiatement sous le pont. Bien qu'aucun canal important ne soit resté ouvert en amont du pont au cours de l'hiver de 1985-1986, comme ce fut le cas au cours des hivers antérieurs, on a observé de nombreuses zones d'eau libre formées par l'empilement de floes irréguliers provenant du vêlage de la lisière de glace pendant les périodes chaudes. Pour les trois hivers, et probablement pour tous les hivers, l'eau est restée libre à un point situé à 350 m en amont du pont jusqu'au barrage.

Alors qu'elle augmentait la résistance hydraulique du tronçon, la débâcle n'avait que peu d'effets sur le niveau de l'eau.

Nos observations de la structure du barrage de frasil nous permettent de croire qu'il existe plusieurs types de barrages de frasil : certains sont influencés par la géométrie du cours d'eau (p. ex., des barres, des coudes et des gorges); d'autres sont influencés par des profils de vélocité (p. ex., zones d'écoulement rapide, tourbillons), alors que d'autres sont influencés par la rugosité de la surface inférieure de la couverture de glace (c.-à-d. projections, plaques en position debout). Les formations principalement influencées par la géométrie du cours d'eau (p. ex., le barrage de Marwell) occuperont vraisemblablement les mêmes emplacements chaque année, et présenteront la même section et surface transversale d'une année à l'autre. En outre, de tels barrages semblent croître jusqu'à la stabilisation de la couverture de glace (immédiatement après l'englacement), puis ils sont érodés graduellement jusqu'à la débâcle. Toutefois, les barrages dont la formation est accélérée par une couverture très irrégulière dans le voisinage d'une bordure de glace, et qui sont par conséquent dans la trajectoire de la zone d'écoulement rapide semblent être soumis à une érosion beaucoup plus rapide; le barrage à X1 en est un exemple.

Il peut y avoir des barrages composites. Le frasil peut d'abord s'accumuler sous la lisière des glaces, sous forme de dépôts latéraux. Ensuite, quand le canal principal est complètement recouvert, il peut y avoir des dépôts au milieu du canal ou au milieu du cours d'eau, dans la zone où les vitesses sont les plus élevées et la glace, la plus irrégulière. Dans ce cas, le barrage nouvellement formé peut être à l'origine d'une bifurcation de l'écoulement, ce qui influe sur la capacité d'adduction du canal. Ainsi, la déflec-

tion du canal principal peut entraîner l'érosion du barrage latéral plus ancien.

Enfin, notons que la méthode «486», évaluée dans le présent rapport, peut être utilisée avantageusement par ceux qui feront des levés hydrométriques d'hiver. Le temps sur place économisé par une seule mesure à chaque station verticale le long d'une section de mesure peut réduire d'une façon importante le temps du travail ou, mieux encore, permettre d'effectuer des mesures verticales plus rapprochées. La réduction du temps de travail peut être importante pour une meilleure utilisation des heures d'éclairement pour les levés aériens. Des mesures verticales plus rapprochées devraient permettre une meilleure résolution du courant de cisaillement horizontal, une meilleure détermination de la surface transversale des barrages de frasil et une meilleure observation des écoulements qui auraient été détournés dans des canaux latéraux. Par exemple, il arrive souvent que des barrages de frasil situés en amont des sections choisies pour les mesures dévient l'écoulement dans des canaux ne correspondant pas à la géométrie du lit.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier E. Marles et V. Chamberlain pour leur aide empressée lors du travail de cueillette et de réduction des données. Le travail de programmation requis pour cette analyse a été effectué par R. Weigand, présentement à SciTech Consultants Inc., Vancouver. Les illustrations sont le fruit du travail de B. Gordon, Gordon Enterprises, Vancouver.

Nous tenons également à remercier le personnel de la station hydroélectrique des rapides de Whitehorse qui nous a fourni des données sur l'écoulement, ainsi que la compagnie Arctic Diamond Drilling Ltd. à Marwell, qui nous a permis de passer chaque jour par sa propriété.

RÉFÉRENCES

Alford, M.E., et E.C. Carmack. 1987a. Observations sur le manteau glaciel et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1983-1984. Rapport nº 32 de l'INRH, Étude nº 152, Série scientifique, Institut national de recherche en hydrologie, Direction générale des eaux intérieures et des terres, Environnement Canada, Saskatoon (Sask.).

Alford, M.E., et E.C. Carmack. 1987b. Observations sur le manteau glaciel et le débit du fleuve Yukon près de Whitehorse en 1984-1985. Rapport nº 34 de l'INRH, Étude nº 155, Série scientifique, Institut national de recherche en hydrologie, Direction générale des eaux intérieures et des terres, Environnement Canada, Saskatoon (Sask.).

Ashton, G.D., et J.F. Kennedy. 1972. Ripples on the underside of river ice covers. J. Hydraul. Eng., 98: 1603-24.

Carey, K.L. 1966. Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 550-B: 192-98.

Carmack, E.C., R.C. Wiegand, E.M. Marles, M.E. Alford, et V.A. Chamberlain. 1987. Limnologie physique d'un lac recouvert par les glaces avec écoulement sous-jacent : lac Laberge au Yukon. Rapport nº 35 de l'INRH, Étude nº 157, Série scientifique, Institut national de recherche en hydrologie, Direction générale des eaux intérieures et des terres, Environnement Canada, Saskatoon (Sask.).

Gilpin, R.R., T. Hirrata, et K.C. Cheng. 1980. Wave formation and heat transfer at an ice-water interface in the presence of a turbulent flow. J. Fluid Mech., 99: 619-40.

Lau, Y.L. 1982. Velocity distributions under floating covers. Can. J. Civ. Eng., 9: 76-83.

Martin, S. 1981. Frazil ice in rivers and oceans. Annu. Rev. Fluid Mech., 13: 379-97.

Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. U.S. Army Corps Eng. Cold Reg. Res. Eng. Lab., Monograph 111-Bla, Hanover, N.H.

Osterkamp, T.E. 1978. Frazil ice formation: a review. J. Hydraul. Eng., 104: 1239-55.

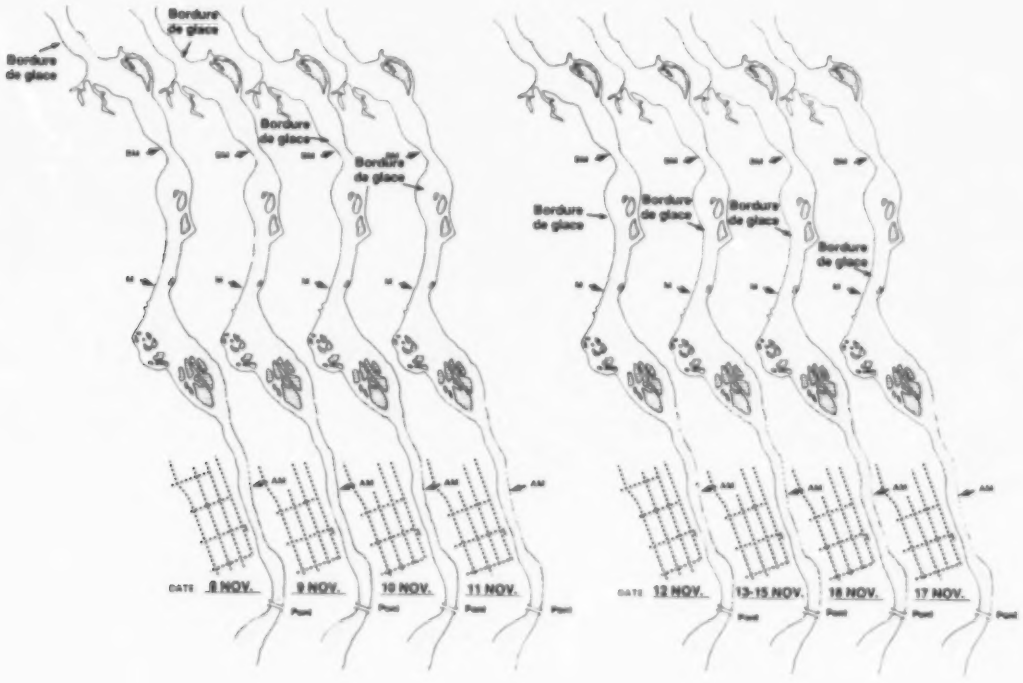
Osterkamp, T.E., et J.P. Gosink. 1983. Frazil ice formation and ice cover development in interior Alaska streams. Cold Reg. Sci. Technol., 8: 43-56.

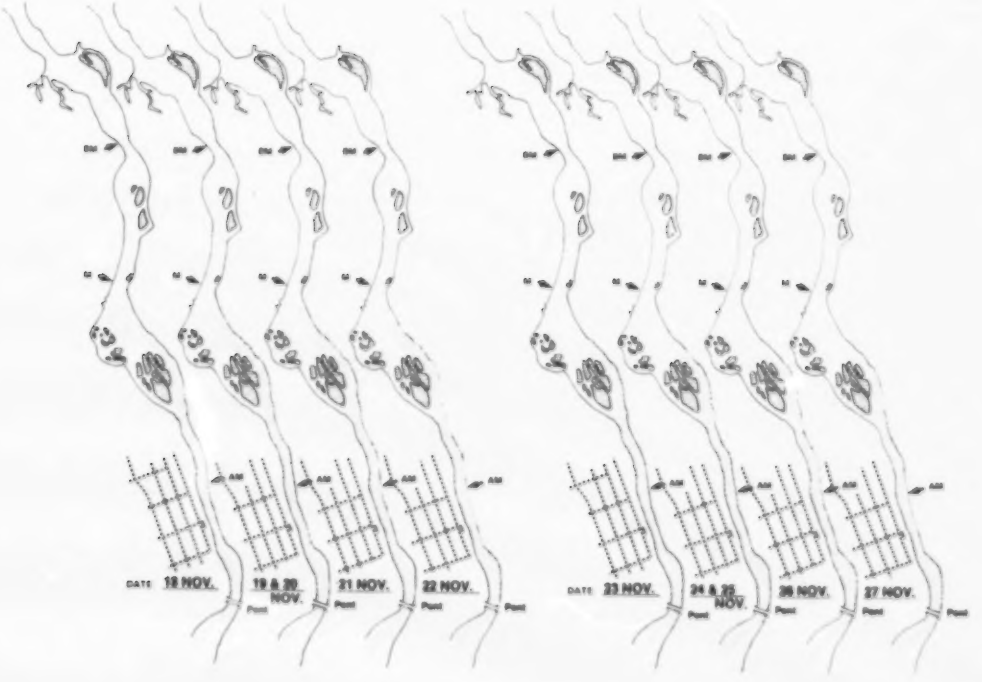
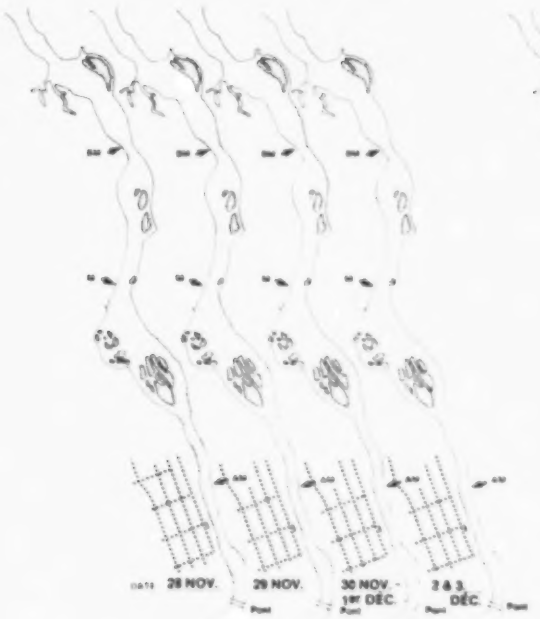
Papadakis, J.E., E.C. Carmack, et M.E. Alford. 1987. Velocity profiles under ice cover. À paraître.

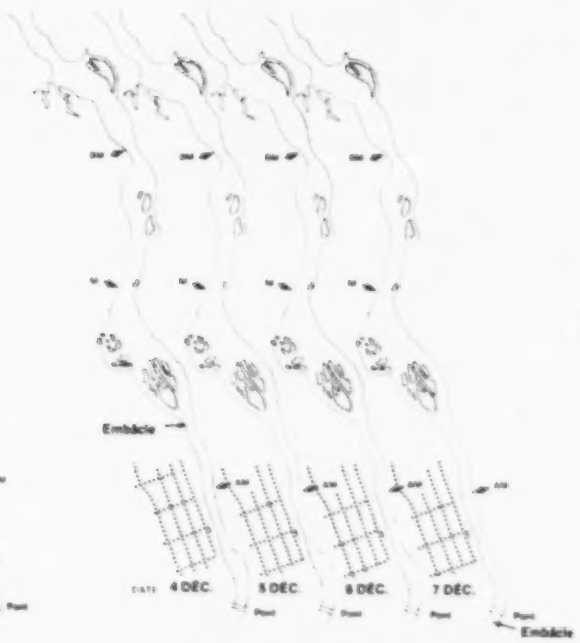
Tsang, G. 1982. Frazil and Anchor Ice. National Research Council Subcommittee on Hydraulics of Ice Covered Rivers, Ottawa (Ont.).

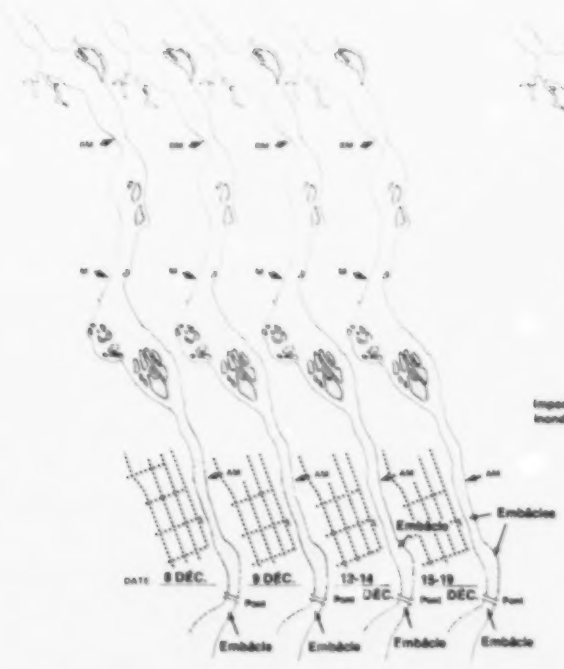
Annexe

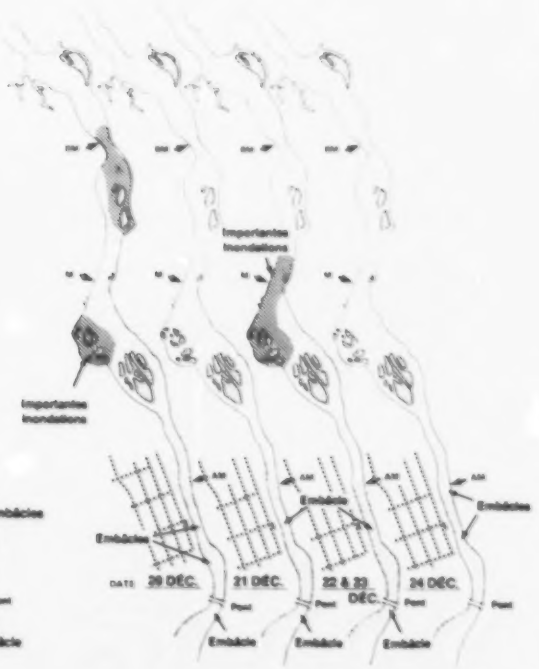
Cartes illustrant l'avance et le retrait de la couverture de glace saisonnière en 1985-1986

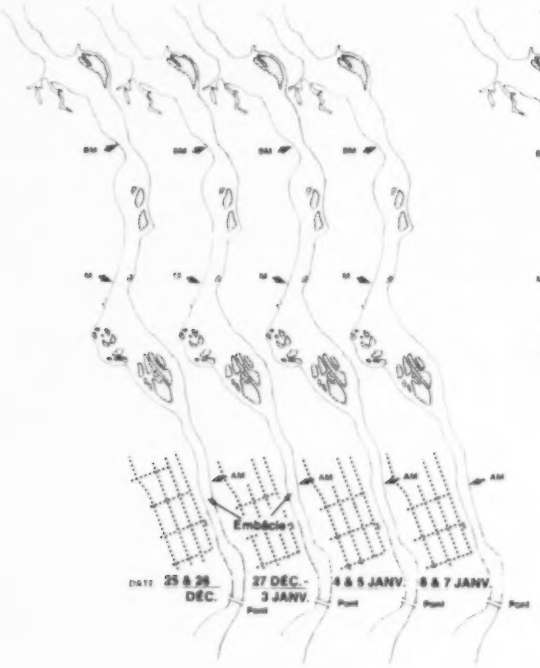

Bordure de glace
Bordure de glace
Bordure de glace
Bordure de glace
Bordure de glace
Bordure de glace
Bordure de glace
Bordure de glace
DATE 8 NOV.
9 NOV.
10 NOV.
11 NOV.
DATE 12 NOV.
13-15 NOV.
16 NOV.
17 NOV.

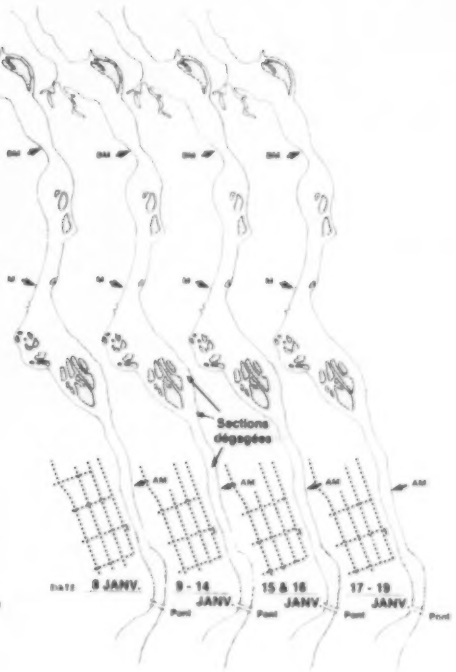

DATE 18 NOV.
19 & 20 NOV.
21 NOV.
22 NOV.
DATE 23 NOV.
24 & 25 NOV.
26 NOV.
27 NOV.

DATE
28 NOV.
29 NOV.
30 NOV. - 1er DÉC.
2 & 3 DÉC.
Pont

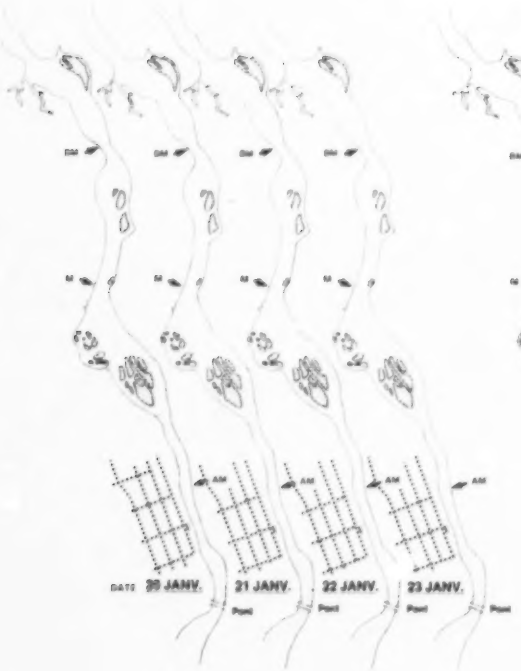

Embâcle
DATE
4 DÉC.
5 DÉC.
6 DÉC.
7 DÉC.
Pont
Embâcle

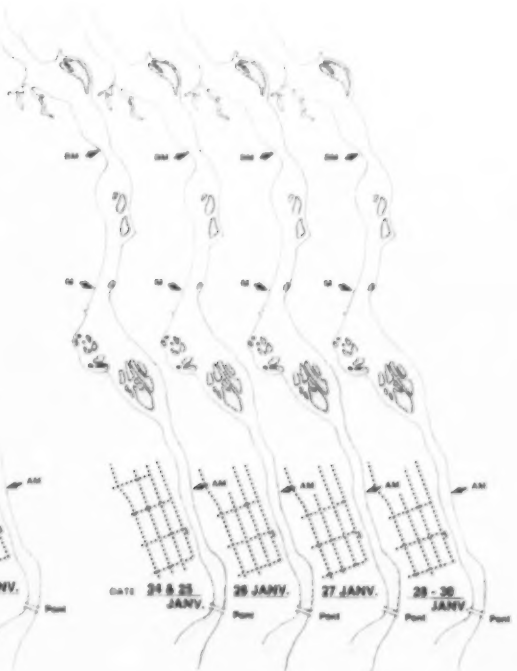

DATE
8 DÉC.
9 DÉC.
12-14 DÉC.
15-19 DÉC.
Embâcle
Pont

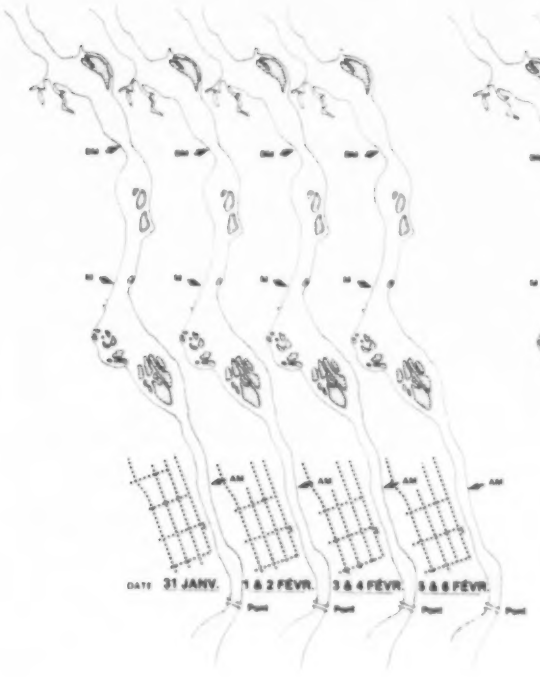

Importantes inondations
Importantes inondations
Embâcles
DATE
20 DÉC.
21 DÉC.
22 & 23 DÉC.
24 DÉC.
Pont
Embâcle

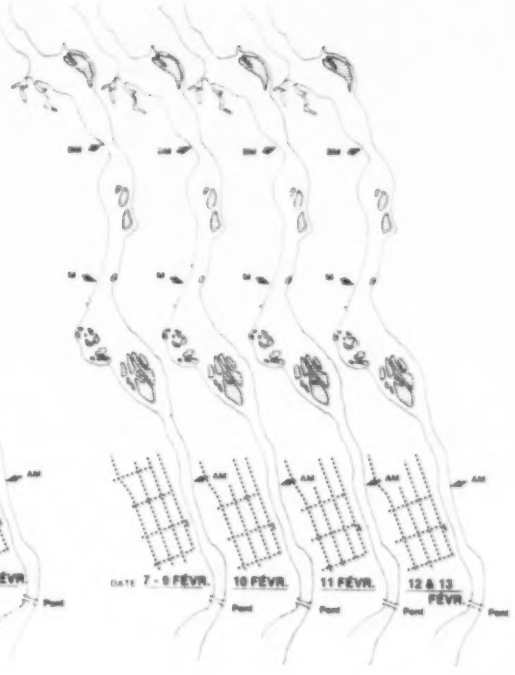

Embâcle ?
DATE 25 & 26 DÉC.
27 DÉC. - 3 JANV.
4 & 5 JANV.
6 & 7 JANV.
Pont

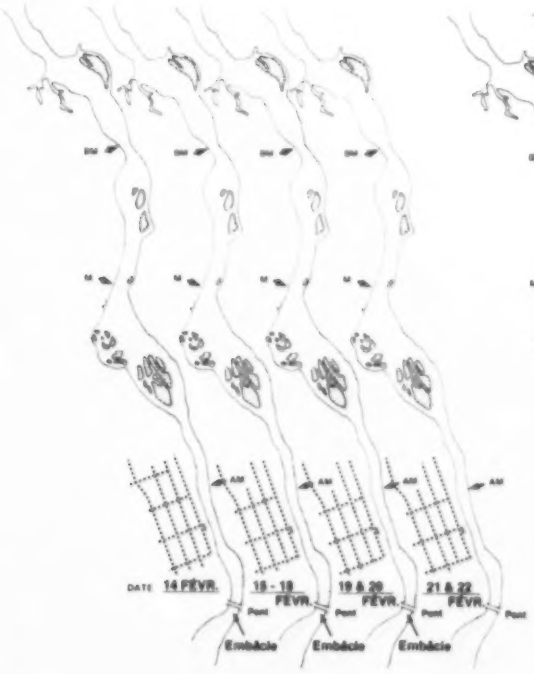

Sections dégagées
DATE 8 JANV.
9 - 14 JANV.
15 & 16 JANV.
17 - 19 JANV.
Pont

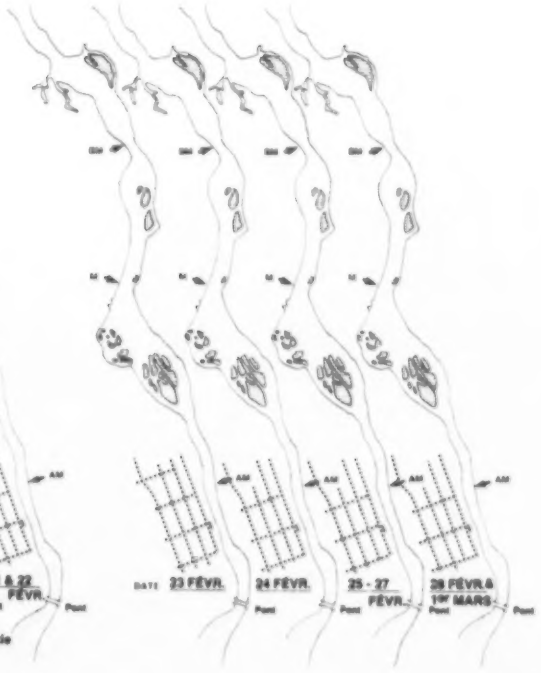

DATE 20 JANV.
21 JANV.
22 JANV.
23 JANV.
Pont

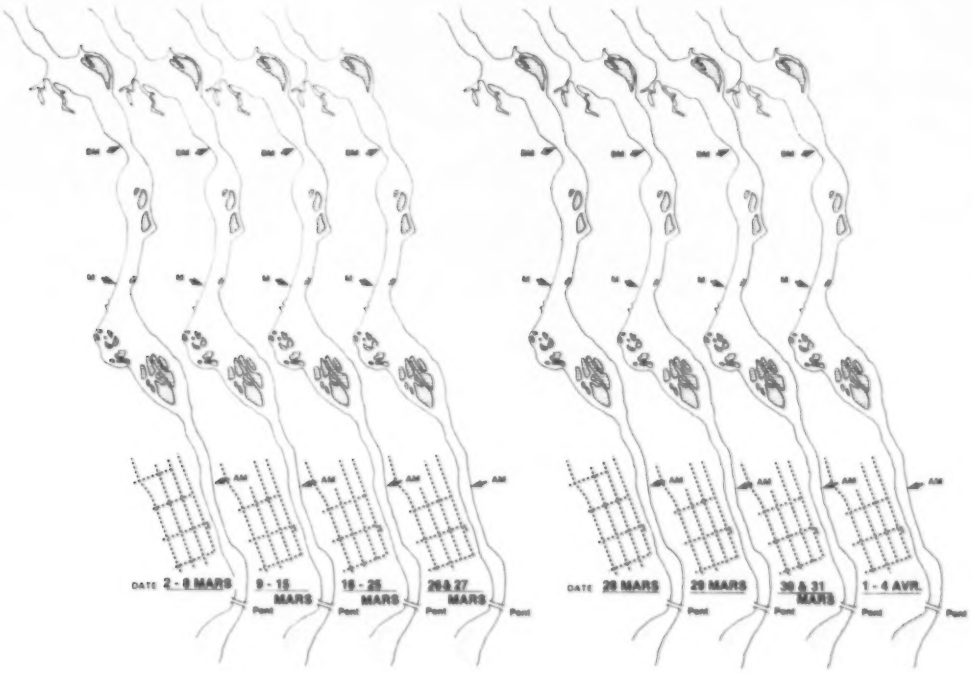

DATE 24 & 25 JANV.
26 JANV.
27 JANV.
28 - 30 JANV.
Pont

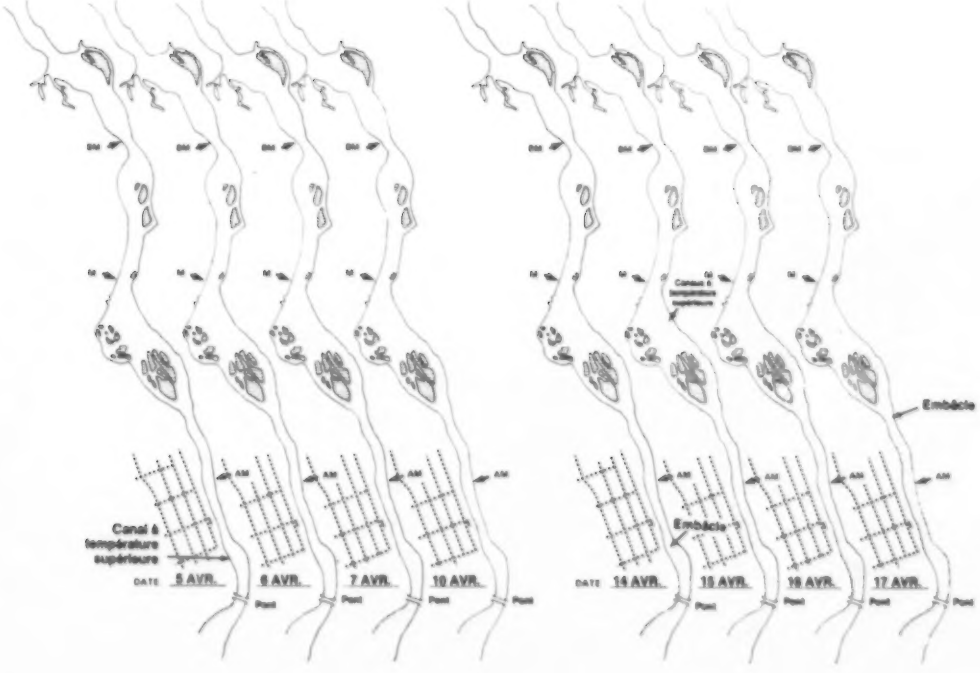

DATE 31 JANV.
1 & 2 FÉVR.
3 & 4 FÉVR.
5 & 6 FÉVR.
Pont

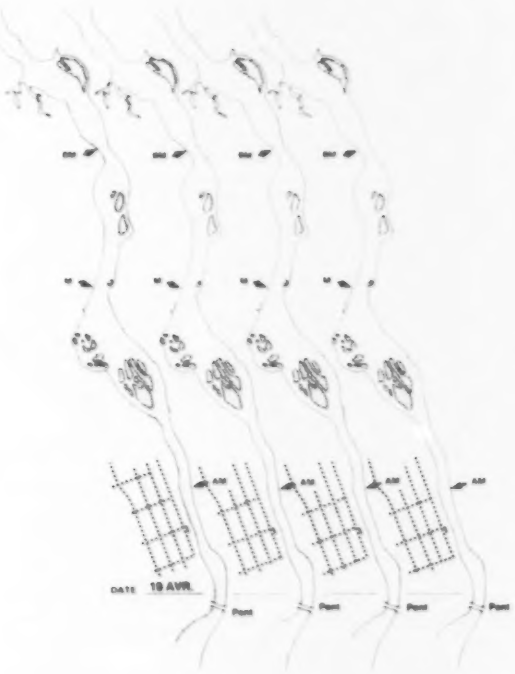

DATE 7 - 9 FÉVR.
10 FÉVR.
11 FÉVR.
12 & 13 FÉVR.
Pont


DATE 14 FÉVR.
15 - 18 FÉVR.
19 & 20 FÉVR.
21 & 22 FÉVR.
Pont
Embâcle


DATE 23 FÉVR.
24 FÉVR.
25 - 27 FÉVR.
28 FÉVR.& 1ER MARS
Pont


DATE 2 - 8 MARS
9 - 15 MARS
16 - 25 MARS
26 & 27 MARS
DATE 28 MARS
29 MARS
30 & 31 MARS
1 - 4 AVR.


Canal à température supérieure
DATE 5 AVR.
6 AVR.
7 AVR.
10 AVR.
Embâcle
Embâcle
DATE 14 AVR.
15 AVR.
16 AVR.
17 AVR.


DATE 19 AVR.